

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE ET HYDROSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS
MEUBLES DU BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE BÉCANCOUR ET DES ZONES
AVOISINANTES, QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

PIERRE-MARC GODBOUT

MAI 2013

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

À mon oncle Jacques

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier en premier lieu mon directeur de recherche Michel Lamothe ainsi que ma co-directrice Marie Larocque de m'avoir confié ce projet d'envergure et de m'avoir fourni le support moral et financier nécessaire à la réalisation de ce mémoire.

À Éliane, oreille attentive sur les hauts et bas que j'ai exprimés sans réserve, tu as été du plus grand support et je t'en remercie sincèrement. Tu m'as fourni les encouragements nécessaires à la réalisation de ce mémoire en dépit mes trop nombreuses absences physiques et mentales. Merci.

À Magali Barré, Guillaume Allard, Olivier Caron et Viorel Horoi, vous avez toujours trouvé le temps afin de me fournir le support technique nécessaire malgré vos emplois du temps très chargés. Vous pouvez désormais apprécier le résultat de cette aide si précieuse.

Aux collègues de bureau Stéphanie Ouimet, Lysandre (Léo) Tremblay, Sylvain Gagné et Guillaume Meyzonnat, les discussions scientifiques ou totalement débridées ont grandement permis de faire de mon environnement scolaire un endroit où il est parfois possible de ne pas toujours se prendre au sérieux. Merci!

Un merci sincère à toutes les personnes qui ont contribué aux travaux de terrain et de laboratoire: Guillaume St-Jacques, Denise Fontaine, Ludovic Bigot, Sandra Lavoie, Kevin Chaumont-Blonsky, Myriane Ferlatte, Mireille Pelletier, Véronique Lafrance, Dorota Medrzycka, El Mustapha Choaibi, Frédérique (Frédo) Lemay-Borduas et Patrick Turgeon.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	iii
LISTE DES FIGURES	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	xvi
RÉSUMÉ	xvii
CHAPITRE I	
INTRODUCTION	1
1.1 Contexte général de cette recherche et objectifs spécifiques	1
1.2 Déroulement des travaux et communication des résultats	1
1.3 Géographie et hydrographie de la zone Bécancour.....	3
1.4 Contexte géologique du soubassement rocheux.....	7
1.5 Géologie et géomorphologie du Quaternaire	11
CHAPITRE II	
CARTOGRAPHIE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES	18
2.1 Les unités lithostratigraphiques cartographiées dans la région de Bécancour	19
2.1.1 Le roc (Rs, Rd).....	19
2.1.2 Le Quaternaire Ancien (Q)	20
2.1.3 Les sédiments glaciaires (Tf, Trm, Tr, Tc, Tm).....	20
2.1.4 Les sédiments fluvioglaciaires (Gx, G)	22
2.1.5 Les sédiments glaciolacustres (LGd, LGb, LGa).....	25
2.1.6 Les sédiments glaciomarins (MGd, MGb, MGa)	25
2.1.7 Les sédiments lacustres (Ld, Lb)	28
2.1.8 Les sédiments alluviaux (Ap, At, Ax, A).....	28
2.1.9 Les sédiments éoliens (Ed)	28

2.1.10	Les sédiments organiques (Ot, O).....	29
2.1.11	Les dépôts de versant (Cg).....	30
2.2	Écoulements glaciaires de la région à l'étude.....	30
2.3	Conclusion	35
CHAPITRE III LITHOSTRATIGRAPHIE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES		36
3.1	Synthèse stratigraphique de la région à l'étude	37
3.1.1	Évolution du cadre stratigraphique régional de la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent.	37
3.1.2	Évolution du cadre stratigraphique régional des Appalaches du Sud du Québec.....	45
3.2	Localisation des coupes étudiées, interprétations, corrélations lithostratigraphiques et comptages pétrographiques.	50
3.2.1	Rivière Blanche.....	50
3.2.2	Rivière Bécancour (sections basse et centrale).....	55
3.2.3	Rivière Gentilly (sections basse et centrale).....	72
3.2.4	Petite rivière du Chêne.....	85
3.3	Coupe topogéologique	97
3.4	Conclusion	100
CHAPITRE IV HYDROSTRATIGRAPHIE		101
4.1	Modèle conceptuel pour la zone d'étude	102
4.2	Architecture verticale des dépôts et unités hydrostratigraphiques	102
4.2.1	Modélisation	105
4.2.2	Sédiments corrélés aux tills de Bécancour et Johnville, et aux rythmites associées (U12).....	113
4.2.3	Sédiments associés aux Sables de Lotbinière (U11).....	113

4.2.4	Sédiments associés à la glaciation Lévrard et Chaudière et à l'Interstade de Saint-Pierre. (U10).....	116
4.2.5	Sables des Vieilles-Forges (U9)	116
4.2.6	Sédiments d'englaciation et de la dernière glaciation (U8).....	119
4.2.7	Sédiments de retrait glaciaire et till remanié (U7)	120
4.2.8	Sédiments d'eau profonde de la Mer de Champlain (U4)	122
4.2.9	Sédiments littoraux et deltaïques de la Mer de Champlain (U3)	123
4.2.10	Les dépôts holocènes et les sédiments littoraux du Lac à Lampsilis (U1).....	125
4.3	Conclusion	126
CHAPITRE V		
	GÉOCHRONOLOGIE DES SABLES DES VIEILLES-FORGES	128
5.1	Position stratigraphique et contexte paléoenvironnemental dépositionnel	129
5.2	Sites d'échantillonnage en IRSL pour les Sables des Vieilles-Forges	131
5.3	Définitions et propriétés physiques de la matière à la base du concept de la luminescence.....	131
5.4	Méthodes de correction quantitatives de l' <i>Anomalous fading</i>	138
5.5	Méthodologie	140
5.5.1	Échantillonnage	140
5.5.2	Préparation des échantillons	141
5.5.3	Appareillage.....	141
5.5.4	<i>SAR protocol</i>	142
5.5.5	Dosimétrie.....	143
5.6	Résultats.....	144
5.7	Discussion	147
5.8	Conclusion	149

CHAPITRE VI	
SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET CONCLUSION	150
6.1 Synthèse paléogéographique	150
6.1.1 Événements pré-wisconsinien.....	150
6.1.2 Événements wisconsinien	150
6.1.3 Wisconsinien moyen.....	151
6.1.4 Holocène	152
6.2 Recommandations et travaux futurs.....	153
6.3 Conclusion	153
ANNEXE A	
DESCRIPTIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES	154
ANNEXE B	
RÉSUMÉ ALLONGÉ GÉOHYDRO 2011	178
BIBLIOGRAPHIE	187

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1.1	Territoire visé pour la cartographie des dépôts quaternaires de la zone Bécancour.....	3
1.2	Bassins versants visés pour l'étude hydrogéologique.....	4
1.3	Limites des MRC touchant aux bassins et sous-bassins versants de la zone Bécancour.	5
1.4	Modèle d'élévation numérique du secteur cartographié de la rivière Bécancour, Québec (Données sources: Base de données topographiques du Québec 1:20 000).....	6
1.5	Domaines géologiques couverts par la zone d'étude. Ce qui est considéré comme la ligne de Logan est surligné en rouge (Données sources: SIGEOM, DV 2002-06).	9
1.6	Géologie du substrat rocheux de la région de la zone Bécancour. (Données sources: SIGEOM, DV 2002-06).	10
1.7	Feuillets topographiques auxquels touche le secteur cartographié.....	12
1.8	Couverture cartographique antérieure pour la zone d'étude. Les feuillets en vert ont été produits par Gaucher et Associés (1984) et celui en rouge par Dubé (1971).	13
1.9	Mosaïque cartographique de la géologie du Quaternaire des bassins versants de la zone Bécancour élaborée à partir des travaux antérieurs à cette étude. Les unités ont été adaptées à la légende des formations superficielles de la CGC-Québec.	14
1.10	Distribution des forages dans la région des bassins versants de la zone Bécancour.....	15
1.11	Coupe géologique quaternaire entre Gentilly et Deschaillons, le long de l'axe du fleuve Saint-Laurent (Lamothe, 1989).....	17
2.1	Roche moutonnée (vue vers N170) montrant un écoulement glaciaire vers N270, à 50 m au nord du chemin du Lac de l'Est, au sud-ouest de Saint-Joseph de-Coleraine. (NAD 83 UTM Zone 19, X: 312292, Y: 5091205).....	19

2.2	Séquence montrant la superposition du Till de Gentilly sur les Sables des Vieilles-Forges, le long de la rivière Bécancour à Saint-Sylvère. (NAD 83 UTM Zone 18, X: 711920, Y: 5120487).....	20
2.3	Argile de la Mer de Champlain reposant directement sur le Till de Gentilly, le long de la rivière Bécancour, près de la réserve amérindienne de Wôlinak. La tête du pic, ce dernier d'une longueur de 91 cm, marque le contact entre les deux unités. (NAD 83 UTM Zone 18, X: 697728, Y: 5134605).....	21
2.4	Sédiments fluvioglaciaires (Gx) formant une moraine mineure à environ 7 km au nord-est de Plessiville. (NAD 83 UTM Zone 19, X: 290018, Y: 5128299).....	24
2.5	Amas de sédiments fluvioglaciaires non-différenciés (G) situé à environ 6,5 km au sud de Saint-Ferdinand (anciennement Bernierville) le long du ruisseau Provencher. (NAD 83 UTM Zone 19, X: 300940, Y: 5102969).....	24
2.6	Sables et graviers stratifiés formant un ancien littoral de la Mer de Champlain (vue vers le NW). (NAD 83 UTM Zone 18, X: 725531, Y: 5127010).....	26
2.7	Épandage deltaïque de la Mer de Champlain. (NAD 83 UTM Zone 18, X: 709734, Y: 5118928).....	27
2.8	Argile litée et fossilifère de la Mer de Champlain et sables de régression sus-jacents, le long de la rivière Bécancour à Saint-Sylvère. (NAD 83 UTM Zone 18, X: 711920, Y: 5120487).....	27
2.9	Totalité des écoulements glaciaires observés dans les Appalaches sur le territoire du bassin versant de la rivière Bécancour dans le cadre de cette étude. La population de traces d'écoulements glaciaires recensés sur le territoire à l'étude représentée est égale à 186.	32
2.10	Écoulements glaciaires observés dans le cadre de cette étude sur le territoire couvert par le projet de cartographie (zone blanche en transparence) dont la chronologie relative des surfaces striées n'a pu être déterminée.	33
2.11	Écoulements glaciaires observés dans le cadre de cette étude sur le territoire couvert par le projet de cartographie (zone blanche en transparence) dont la chronologie relative des surfaces striées a pu être déterminée.	34

3.1	Premier cadre stratigraphique régional dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (Tiré de Lamothe, 1985; d'après Gadd 1955; 1971; 1976; Karrow, 1957).	38
3.2	Corrélations hypothétiques des événements géologiques quaternaires des Basses-Terres du Saint-Laurent avec la stratigraphie océanique (Tirée de Lamothe 1985).	40
3.3	Schéma stratigraphique révisé du Pleistocene des Basses-Terres du Saint-Laurent et corrélations proposées avec la stratigraphie océanique (D'après Lamothe, 1989).	42
3.4	Cadre stratigraphique régional d'après Lamothe (1989) et Clet et Occhietti (1996) pour la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent.....	44
3.5	Cadre stratigraphique révisé pour les unités du Pléistocène supérieur du Sud du Québec, principalement d'après Gadd <i>et al.</i> (1972) et Shilts (1981).	47
3.6	Superpositions et corrélations stratigraphiques entre les unités lithostratigraphiques du Bouclier canadien, de la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent et des Appalaches du Sud du Québec (Lamothe <i>et al.</i> , 1992).	49
3.7	Localisation des coupes stratigraphiques visitées au cours des travaux de terrain de 2009 et 2010.	52
3.8	Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Blanche.	53
3.9	Corrélations lithostratigraphiques pour la rivière Blanche.	54
3.10	Unité diamictique corrélée avec le Till de Gentilly à la coupe P10-027.	56
3.11	Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Bécancour (section basse).	58
3.12	Corrélations lithostratigraphiques pour les coupes de la rivière Bécancour (section basse).	59
3.13	Coupe P10-017 de la section basse de la rivière Bécancour. A) sédiments de contact glaciaire, B) sédiments glaciolacustres rythmés, C) section stratigraphique au complet. Les shales rouge du Queenston font la longueur du pic.....	60

3.14	Coupe BEC 1.1-Riv.de la section centrale de la rivière Bécancour. A) et B) sédiments corrélés aux Rythmites du Saint-Maurice, C) et D) sédiments corrélés aux Sables des Vieilles-Forges, E) rides ascendantes et matière organique dans les Sables des Vieilles-Forges, F) lentille de sable dans le Till de Gentilly.....	61
3.15	Coupe P10-044 de la section centrale de la rivière Bécancour. A) paléochenal dans les Sables des Vieilles-Forges, B) lentille de sable dans le Till de Gentilly.	63
3.16	Comptages pétrographiques (fraction 4-8 mm) et paléocourants mesurés pour la rivière Bécancour (section basse). La légende utilisée est la même qu'à la Figure 3.12.	65
3.17	Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Bécancour (section centrale).	66
3.18	Corrélations stratigraphiques pour la rivière Bécancour (section centrale).	67
3.19	Comptages pétrographiques (fraction 4-8 mm) et paléocourants mesurés pour la rivière Bécancour (section centrale). La légende utilisée est la même qu'à la Figure 3.18.....	68
3.20	Coupe P10-008 de la section centrale de la rivière Bécancour. Dans les Sables des Vieilles-Forges: A) structures de courant, B) sédiments stratifiés contenant couramment des plaquettes de schiste et des galets mous et C) rides de courant. D) contact entre le Till de Gentilly et les argiles de la Mer de Champlain, E) argiles de la Mer de Champlain.	69
3.21	Évolution de la coupe P10-009 au fil des années. A) photo des années 50 tirée de LaSalle (1984), B) photo prise en 2010.....	70
3.22	Coupe P10-009 de la section centrale de la rivière Bécancour. A) Till de Gentilly, B) lentilles de sable et de sédiments fluvioglaciaires dans le Till de Gentilly, C) argiles de la Mer de Champlain, D) blocs glaciels sus-jacent aux argiles.....	71
3.23	Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Gentilly et ses environs (section basse 1 de 2).	73
3.24	Corrélations stratigraphiques pour la rivière Gentilly (section basse).....	74
3.25	Comptages pétrographiques (fraction 4-8 mm) pour la rivière Gentilly (section basse). La légende utilisée est la même qu'à la Figure 3.24.	75

3.26	Coupe P10-006 de la section basse de la rivière Gentilly. A) Till de Lévrard, B) sédiments fluvioglaciaires dans le Till de Lévrard, C) concrétions calcaires striées, D) la tête du pic marque le contact entre le Till de Lévrard et les Rythmites du Saint-Maurice, tandis que la pelle indique le contact entre les Sables des Vieilles-Forges et le Till de Gentilly.	76
3.27	Contact entre le Till de Bécancour et les argiles sus-jacentes à la coupe P10-004 de la section basse de la rivière Gentilly.	77
3.28	Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Gentilly et ses environs (section basse 2 de 2).	78
3.29	Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Gentilly (section centrale).	80
3.30	Corrélations stratigraphiques pour la rivière Gentilly, ses affluents et ses environs (sections centrale et haute).	81
3.31	Comptages pétrographiques (fraction 4-8 mm) et paléocourant mesuré pour la rivière Gentilly (section centrale). La légende utilisée est la même qu'à la Figure 3.30.	82
3.32	Coupe P10-037 de la section centrale de la rivière Gentilly. A) alluvions et sédiments corrélés au Till de Bécancour, B) Till de Gentilly.	83
3.33	Coupe P10-039 de la section centrale de la rivière Gentilly. A) structures de courant dans les Sables de Lotbinière, B) sédiments fluvioglaciaires Lévrard.	85
3.34	Localisation des coupes stratigraphiques de la Petite rivière du Chêne (section basse).	87
3.35	Corrélations stratigraphiques pour la Petite rivière du Chêne (section basse).	88
3.36	Comptages pétrographiques (fraction 4-8 mm) et paléocourant mesuré pour la Petite rivière du Chêne (section basse). La légende utilisée est la même qu'à la Figure 3.35.	89
3.37	Coupe P10-032 de la section basse de la Petite rivière du Chêne. A) structures de courant dans les Sables des Vieilles-Forges, B) Till de Gentilly.	90
3.38	Paléochenal dans la coupe P10-040 de la section basse de la Petite rivière du Chêne.	91

3.39	Coupe P10-035 de la section basse de la Petite rivière du Chêne.	92
3.40	Coupe P10-025 de la section basse de la Petite rivière du Chêne. A) Petite rivière du Chêne qui est encaissée dans les rythmites associées à l'unité des Turbidites de Parisville, B) et C) déformations des rythmites (plis couchés), D) et E) déformations des rythmites et structures de courant (rides, parfois entrecroisées) qui sont parfois convolutées, F) contact en les rythmites et les sédiments associés à la mise en place du Till de Gentilly.	94
3.41	Localisation des coupes stratigraphiques de la Petite rivière du Chêne (section centrale).	95
3.42	Corrélations stratigraphiques pour la Petite rivière du Chêne (section centrale).	96
3.43	Coupe P10-024 de la section basse de la Petite rivière du Chêne. A) Till de Gentilly, B), C) et D) rides entrecroisées à la base de la lentille de sable immédiatement sus-jacente au Till de Gentilly montrant un paléocourant, soit vers N356 ou vers N176.	98
3.44	Coupe topogéologique conceptuelle.	99
4.1	Cadre hydrostratigraphique régional (Modifié de Lamothe, 1993).	103
4.2	Localisation des coupes topogéologiques traversant les principales rivières de la partie basse de la zone Bécancour.	106
4.3	Coupe topogéologique A.	107
4.4	Coupe topogéologique B.	108
4.5	Coupe topogéologique C.	109
4.6	Coupe topogéologique D.	110
4.7	Coupe topogéologique E.	111
4.8	Coupe topogéologique F.	112
4.9	Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U12 (tills de Bécancour et de Johnville, et rythmites associées).	114
4.10	Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U11 (Sables de Lotbinière).	114

4.11	Étendue spatiale des Sables de Lotbinière (U11) et de l'unité sous-jacente U12.....	115
4.12	Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U10 (sédiments associés à la glaciation Lévrard et Chaudière et à l'Interstade de Saint-Pierre).	116
4.13	Étendue spatiale de l'unité hydrostratigraphique U10 et des unités sous-jacentes (U12 et U11).	117
4.14	Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U9 (Sables des Vieilles-Forges).....	118
4.15	Étendue spatiale des Sables des Vieilles-Forges et des unités sous-jacentes (U12, U11 et U10).	118
4.16	Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U8 (sédiments d'englaciation et de la dernière glaciation).....	119
4.17	Étendue spatiale de l'unité hydrostratigraphique U8 et des unités sous-jacentes (U12, U11, U10 et U9).	120
4.18	Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U7 (sédiments de retrait glaciaire et till remanié). ...	121
4.19	Étendue spatiale de l'unité hydrostratigraphique U7 et des unités sous-jacentes (U12, U11, U10, U9 et U8).	121
4.20	Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U4.....	122
4.21	Étendue spatiale de l'unité hydrostratigraphique U4 et des unités sous-jacentes (U12, U11, U10, U9, U8 et U7).	123
4.22	Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U3.....	124
4.23	Étendue spatiale de l'unité hydrostratigraphique U3 et des unités sous-jacentes (U12, U11, U10, U9, U8, U7 et U4).....	124
4.24	Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U1.....	125
4.25	Étendue spatiale de l'unité hydrostratigraphique U1 et des unités sous-jacentes (U12, U11, U10, U9, U8, U7, U4 et U3).....	126

5.1	Localisation des sites où ont été observés des sédiments associés à l'unité lithostratigraphique des Sables des Vieilles-Forges et sites échantillonnés pour la datation en IRSL (Infrared Stimulated Luminescence).....	130
5.2	Positions stratigraphiques des échantillons prélevés pour la datation en IRSL.	132
5.3	Échantillons pour la datation en IRSL.....	132
5.4	Le modèle des bandes en physique du solide : a) modèle simplifié; b) effet de l'ionisation sur le solide; c) effets combinés de la stimulation thermique et infrarouge en laboratoire sur le solide (D'après Lamothe, 1996).....	135
5.5	Processus pour un électron de s'échapper d'un piège: a, effet tunnel athermique; b, effet tunnel assisté thermiquement et/ou optiquement; c et d, éjection thermique ou optique (Tirée de Aitken 1985).....	138
5.6	Courbes de distribution de tous les échantillons recueillis (a), après l'élimination des échantillons mal remis à zéro car exhibant une distribution polymodale (b).	144
5.7	Courbes de croissance IRSL établies à partir de mesures pour les quatre échantillons traités dans le cadre de cette étude.	145

LISTE DES TABLEAUX

Tableau		Page
3.1	"Cadre stratigraphique traditionnel" des unités mises en place au Pléistocène supérieur pour le Sud-Est du Québec (tiré de Parent, 1987; d'après McDonald et Shilts, 1971: Table 1)	45
4.1	Synthèse et corrélations stratigraphiques régionales avec la stratigraphie océanique (<i>Marine Isotopic Stage-MIS</i>) de Martinson <i>et al.</i> (1987).	104
5.1	Le protocole SAR légèrement modifié de Lamothe (2004). Les étapes 4 et 5 sont ajoutées afin de limiter la contribution du transfert thermique à la luminescence de la dose test.	142
5.2	Récapitulatif des résultats obtenus sur les échantillons traités.	147

RÉSUMÉ

Cette étude s'inscrit dans le cadre des travaux de caractérisation des eaux souterraines visant une meilleure connaissance de leur dynamique à l'échelle des principaux bassins versants du Québec. Ce mémoire présente un nouveau cadre géologique Quaternaire pour les bassins versants de la zone Bécancour. Les objectifs principaux de cette étude consistaient à compiler et refaire les levés des cartes géologiques des dépôts quaternaires en y intégrant les critères de la nouvelle légende de la Commission géologique du Canada, et à initier une étude exhaustive de la distribution en sous-surface des dépôts meubles à l'échelle du bassin versant. Au final, un modèle tridimensionnel hydrostratigraphique a été produit à titre de contribution à la modélisation hydrogéologique de cette région.

Un large corpus de données sur la géologie et la géomorphologie des sédiments de surface a été colligé puis validé lors des levés de terrain grâce à plus de 3100 sites d'observation, suivi d'une phase extensive de photo-interprétation à l'échelle 1:40 000 afin de couvrir l'entière du bassin versant. Une étude détaillée de la stratigraphie a permis d'établir l'architecture verticale et l'extension régionale des dépôts quaternaires, tout en caractérisant ces derniers selon leurs propriétés hydrauliques (conductivité hydraulique, porosité et compacité). Les descriptions détaillées de plus de 60 coupes situées le long des principales rivières, conjuguées à l'interprétation de plus de 1000 forages provenant de diverses sources, à l'analyse de profils de résistivité apparente et à l'utilisation d'outils géochronologiques, ont servi à replacer certaines unités problématiques dans le cadre stratigraphique régional tout en permettant de préciser ce dernier. Les analyses géochronologiques réalisées grâce à la luminescence stimulée par infrarouge (IRSL) ont également permis de faire une distinction selon les âges obtenus entre deux unités sableuses potentiellement aquifères dont l'extension spatiale était jusqu'ici mal contrainte. En effet, des âges IRSL de 79 ± 4 ka pour des sédiments associés au Sables de Lotbinière et de 44 ± 3 , 49 ± 4 et de 50 ± 4 ka pour les Sables des Vieilles-Forges ont permis de préciser le cadre chronostratigraphique de la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent. Les données recueillies ont grandement permis de déterminer l'extension des dépôts quaternaires et leur connexion avec la surface et la zone de recharge, deux autres éléments importants pour les études hydrogéologiques dans la région.

La cartographie, la succession lithostratigraphique et la géochronologie ont permis d'élaborer un solide modèle hydrostratigraphique 3D qui forme le squelette utilisé dans la construction du modèle d'écoulement des eaux souterraines. Les résultats obtenus suite aux travaux menés sur les bassins versants de la zone Bécancour sont donc considérés comme des éléments clés de cette étude hydrostratigraphique à l'échelle régionale.

Mots-clés: Géologie, Quaternaire, Bécancour, Hydrostratigraphie, Luminescence

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Contexte général de cette recherche et objectifs spécifiques

Suite à l'adoption de la Politique nationale de l'eau en 2002, le Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs du Québec (MDDEFP) a initié une série de projets dont l'objectif ultime est une meilleure connaissance de la dynamique des eaux souterraines à l'échelle des principaux bassins versants du Québec. Dans cette foulée, la première phase des travaux de recherche visant la caractérisation de l'aquifère régional des bassins versants de la zone Bécancour (section 1.3) a été officiellement lancée en avril 2009. C'est dans le cadre de cette étude que s'est élaboré ce projet de maîtrise pour lequel je devais atteindre quatre objectifs précis: a) compiler et refaire les levés des cartes géologiques des dépôts quaternaires de la zone Bécancour en y intégrant les critères de la nouvelle légende de la division québécoise de la Commission géologique du Canada (CGC-Québec), b) réaliser une étude exhaustive de la distribution en sous-surface des dépôts meubles à l'échelle des bassins versants de la zone Bécancour afin d'esquisser un modèle tridimensionnel hydrostratigraphique, c) réaliser un programme de datation en luminescence optique des séquences sédimentaires non-glaciaires et d) brosser le portrait de la paléogéographie du secteur étudié en l'intégrant dans l'histoire géologique quaternaire du Sud du Québec.

1.2 Déroutement des travaux et communication des résultats

Le projet a débuté par une cartographie des dépôts de surface sur l'ensemble de la zone Bécancour. Des données sur la géologie et la géomorphologie des sédiments de surface ont premièrement été colligées puis validées lors des levés de terrain grâce à plus de 3100 sites

d'observation. Une étude de photo-interprétation à l'échelle 1:40 000 a permis de faire une couverture intégrale des bassins versants de la zone Bécancour. Par la suite, une étude détaillée de la lithostratigraphie locale a précisé l'architecture verticale et l'extension régionale des dépôts quaternaires, tout en caractérisant ces derniers selon leurs propriétés hydrauliques (conductivité hydraulique, perméabilité et porosité). Les descriptions détaillées d'une cinquantaine de sections situées le long des principales rivières, conjuguées à l'interprétation de plus de 1000 forages provenant de diverses sources, à l'analyse de profils de résistivité apparente et à l'utilisation d'outils géochronologiques, ont par la suite été utilisées pour la construction du modèle hydrostratigraphique 3D qui forme la base du modèle d'écoulement des eaux souterraines présentement en développement.

Dans le cadre de ce projet d'étude, deux rapports géologiques (Godbout *et al.*, 2010a; 2011a), une carte à l'échelle 1:100 000 (Godbout *et al.*, 2011a) ainsi qu'un modèle 3D des dépôts de surface (Godbout *et al.*, 2011a) ont été livrés au Ministère des Ressources naturelles du Québec (MRN) en 2010 et 2011. De plus, les résultats obtenus ont été communiqués dans trois conférences. La première présentation a eu lieu en mai 2010 à Calgary dans le cadre du congrès national annuel de l'Association Géologique du Canada. Un résumé court (Godbout *et al.*, 2010b) a été soumis et les résultats préliminaires y ont été communiqués lors d'une présentation orale. La seconde, est celle du colloque provincial « Les eaux souterraines du Québec 2010 » qui a eu lieu en octobre 2010 à Chicoutimi et pour laquelle une affiche a été exposée (Godbout *et al.*, 2010c). La troisième présentation a été donnée lors de la conférence conjointe de la section canadienne de l'Association internationale des hydrogéologues et de la CANQUA (GéoHydro 2011). Elle a fait l'objet d'un compte-rendu de huit pages annexé à ce mémoire et d'une présentation orale (Godbout *et al.*, 2011b). J'ai également participé à l'organisation et à l'écriture à titre d'auteur principal d'un livret-guide pour l'excursion qui a eu lieu dans la région de Bécancour dans le cadre de cette conférence nationale (Godbout *et al.*, 2011c).

1.3 Géographie et hydrographie de la zone Bécancour

Le territoire visé par le projet de cartographie et de modélisation 3D des dépôts quaternaires couvre la totalité des 3847 km² du territoire drainé par les bassins versants de la zone Bécancour (Figure 1.1). Il est limité au nord par le fleuve Saint-Laurent, au sud par le bassin versant de la rivière Saint-François, à l'est par le bassin de la rivière du Chêne et à l'ouest par celui de la rivière Nicolet. La rivière Bécancour prend sa source dans les Appalaches à proximité de Black Lake et de Thetford Mines et s'écoule de manière générale vers le nord jusqu'au piedmont avant de bifurquer vers le sud-ouest jusqu'aux environs de Daveluyville, puis vers le nord-ouest jusqu'à son embouchure dans le fleuve Saint-Laurent à la hauteur de Bécancour.

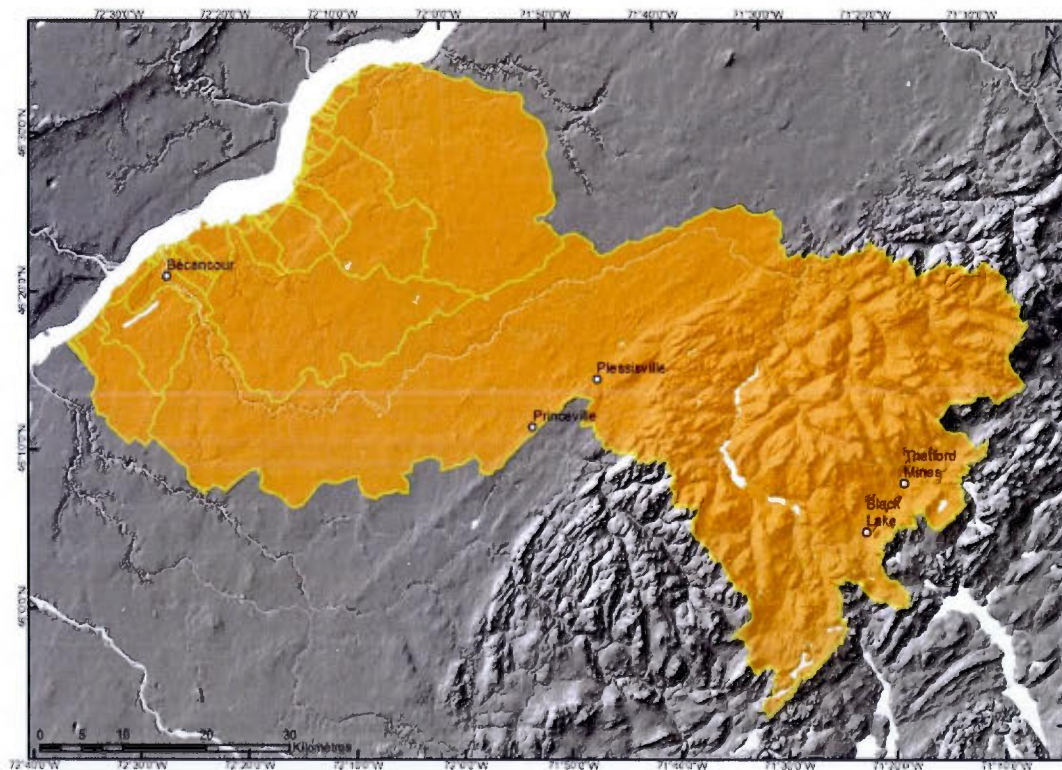


Figure 1.1 Territoire visé pour la cartographie des dépôts quaternaires de la zone Bécancour.

D'une superficie de 2924 km², le territoire visé par le projet de caractérisation hydrogéologique (Figure 1.2) n'inclut pour sa part que la partie basse du bassin versant de la rivière Bécancour ainsi que huit bassins versants connexes qui se jettent directement dans le fleuve Saint-Laurent (rivières Marguerite, Godefroy, Gentilly, de la Ferme, du Moulin, aux Glaises, aux Orignaux et Petite rivière du Chêne). La zone Bécancour couvre en partie les MRC d'Arthabaska, de Bécancour, de l'Érable, de Nicolet-Yamaska et de Lotbinière (Figure 1.3) et les régions administratives du Centre-du-Québec (71.5%) et de la Chaudière-Appalaches (28.5%) (Source: <http://www.grobec.org/becancour.php>). La région est traversée par les autoroutes Jean-Lesage (20), de l'Acier (30) et de l'Énergie (55) et par plusieurs routes nationales (116, 132, 155, 161, 162 et 165) et régionales (226, 261 et 265). Les principales villes sont Bécancour, Plessisville, Princeville et Thetford Mines.

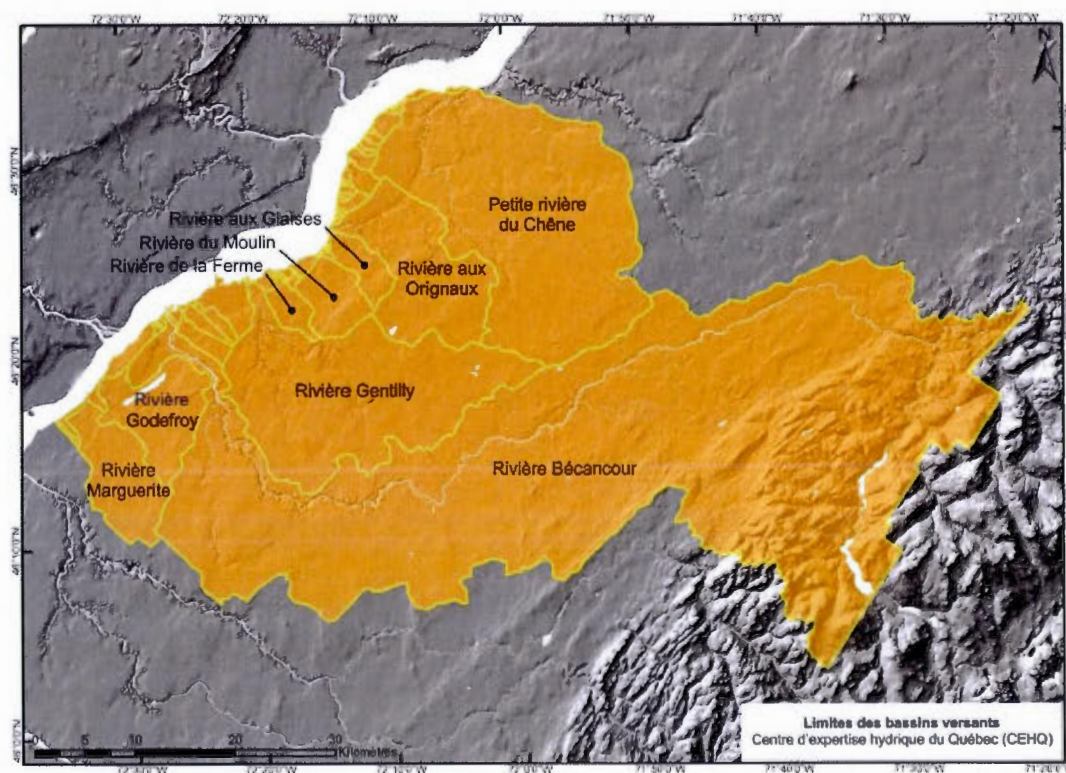


Figure 1.2 Bassins versants visés pour l'étude hydrogéologique.

La zone Bécancour recoupe deux régions physiographiques, soit les Appalaches en amont et les Basses-Terres du Saint-Laurent en aval. Le modèle numérique d'élévation (Figure 1.4) témoigne des principales différences entre le relief des ces deux régions physiographiques : la topographie est plane, régulière et peu élevée dans les Basses-Terres du Saint-Laurent alors qu'elle est montueuse, irrégulière et plus élevée dans les Appalaches. L'élévation minimale est d'environ 6 m *asl.* au niveau du fleuve Saint-Laurent, tandis que l'élévation maximale se situe aux alentours de 693 m *asl.* avec une moyenne pour la totalité de la zone Bécancour d'environ 188 m *asl.* Ces valeurs ont été extraites du modèle numérique d'élévation (cellules de 10 m de côté) fourni par l'Agence de géomatique du Centre-du-Québec (AGTCQ).

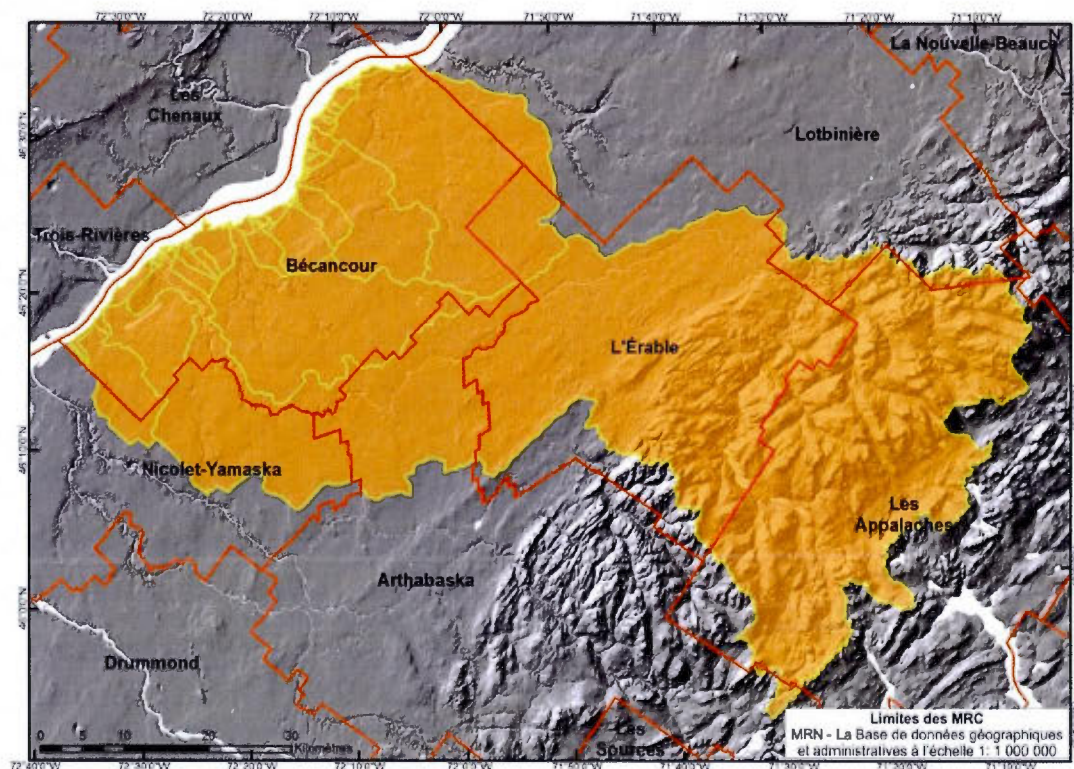


Figure 1.3 Limites des MRC touchant aux bassins et sous-bassins versants de la zone Bécancour.

Le territoire cartographié est majoritairement utilisé à des fins d'exploitation forestière ou agricole. Selon Larocque *et al.* (2010), la couverture forestière est principalement composée

de bétulaies avec résineux dans la partie basse, tandis qu'elle est composée essentiellement de pessières avec résineux dans la partie amont. La classe «érablières avec feuillus» se retrouve quant à elle sur l'ensemble du territoire, mais en proportion moindre que les deux classes précédemment énumérées. Dans les Appalaches, les activités sylvicoles occupent une place prépondérante dans l'exploitation du territoire. Dans les Basses-Terres, l'aménagement ces dernières années de nombreuses cannebergières est venu augmenter la portion de territoire consacrée à l'agriculture. Les industries lourdes se trouvent pour leur part dans un axe situé le long du fleuve entre Bécancour et Gentilly. Ce secteur englobe la centrale nucléaire Gentilly 2 à l'est, dont le réacteur a été définitivement mis à l'arrêt le 28 décembre 2012, et le parc industriel et portuaire de Bécancour à l'ouest. De plus, l'industrie du gaz de shale, récemment installée dans la région, est également à considérer comme utilisateur du territoire.

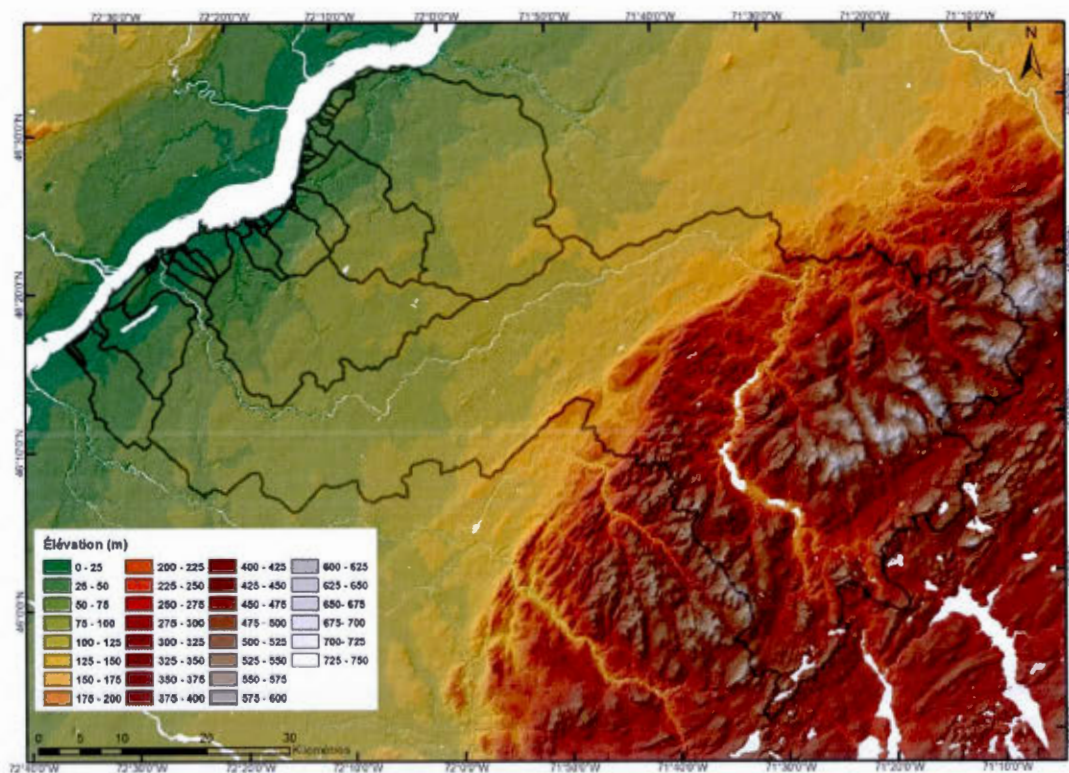


Figure 1.4 Modèle d'élévation numérique du secteur cartographié de la rivière Bécancour, Québec (Données sources: Base de données topographiques du Québec 1:20 000).

1.4 Contexte géologique du soubassement rocheux

Le bassin versant de la rivière Bécancour est développé sur deux provinces géologiques, soit la plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches (Globensky, 1987; Clark et Globensky, 1976). La distinction entre les deux domaines géologiques, séparés par la ligne de Logan d'orientation NE-SW (Figure 1.5), est faite en fonction de composition et de la structure du roc. Les roches de la plate-forme, d'âge cambro-ordovicien, sont d'origine sédimentaire et sont généralement disposées en strates horizontales qui ont été légèrement plissées lors de la mise en place des Appalaches à l'Ordovicien. Ces strates cambro-ordoviciennes forment un grand synclinal allongé, le synclinal de Chambly-Fortierville. Ce dernier plonge vers le SW à son extrémité NE qui est située près de Fortierville. Ce synclinal représente une importante structure géologique en ce qui a trait à la topographie du roc dans la partie basse de la zone Bécancour. Le synclinal de Chambly-Fortierville est limité au SE par des chevauchements du domaine allochtone Appalachien (Globensky, 1987; Saint-Julien et Hubert, 1975).

Dans les Basses-Terres, les roches autochtones sont principalement de nature détritique tels les dépôts de type flyschoides formant les roches des Groupes de Lorraine et de Queenston (Globensky, 1987). Ces roches chevauchent le Shale d'Utica qui est issu de la lithification d'argile océanique. Ce dernier possède un contenu en matière organique élevé et constitue ainsi une cible de choix pour l'exploration gazière. Dans la zone de Humber, qui est formée par les nappes externes appalachiennes, les roches associées représentent les sédiments lithifiés les plus proximaux de la marge passive mise en place dans l'océan Iapetus. Le domaine océanique, qui forme la zone de Dunnage, est caractérisé par la présence de lambeaux ophiolitiques, surtout dans la région de Thetford Mines et de Black Lake (Figure 1.6), et est séparé de la zone de Humber par la Ligne Brompton-Baie Verte (Saint-Julien et Hubert, 1975).

L'orogénie Taconienne a plissé et faillé les roches de la plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent et des écaïlles de roches appalachiennes sont venues chevaucher ces roches. Les failles de chevauchement sont généralement parallèles au front appalachien, soit d'orientation NE-SW. L'érosion de ces dernières à partir du Silurien a mis à jour le réseau de failles formant le front des nappes externes appalachiennes. Le relief original de ces failles a donc été érodé et «déplacé» vers le SE. Toujours selon Globensky (1987), la nature rectiligne de la ligne de Logan pourrait être issue d'un chevauchement tardif au cours duquel le front aurait été repris par une faille plus récente.

Le roc est observé principalement dans le secteur amont de la rivière Bécancour où les nappes externes affleurent sur la plus grande partie du secteur au-dessus de 200 m *asl*. Vers l'aval, l'épaisseur de la couverture quaternaire augmente et les affleurements sont principalement observés dans les vallées des principales rivières. Les portions moyenne et basse de la zone d'étude sont localisées sous les dépôts quaternaires. Les réseaux de drainage de la zone Bécancour sont donc fortement liés à la couverture quaternaire ainsi qu'à la structure du roc. Ils sont généralement orientés NE-SW et sont parallèles aux plissements dans la zone du piedmont où affleurent les nappes de chevauchement appalachiennes. Dans les Basses-Terres, là où l'épaisseur des dépôts quaternaire peut atteindre la centaine de mètres au-dessus du synclinal de Chambly-Fortierville, les réseaux de drainage deviennent généralement orientés NW-SE, à l'exception de la section avale de la Petite rivière du Chêne orientée NE-SW.

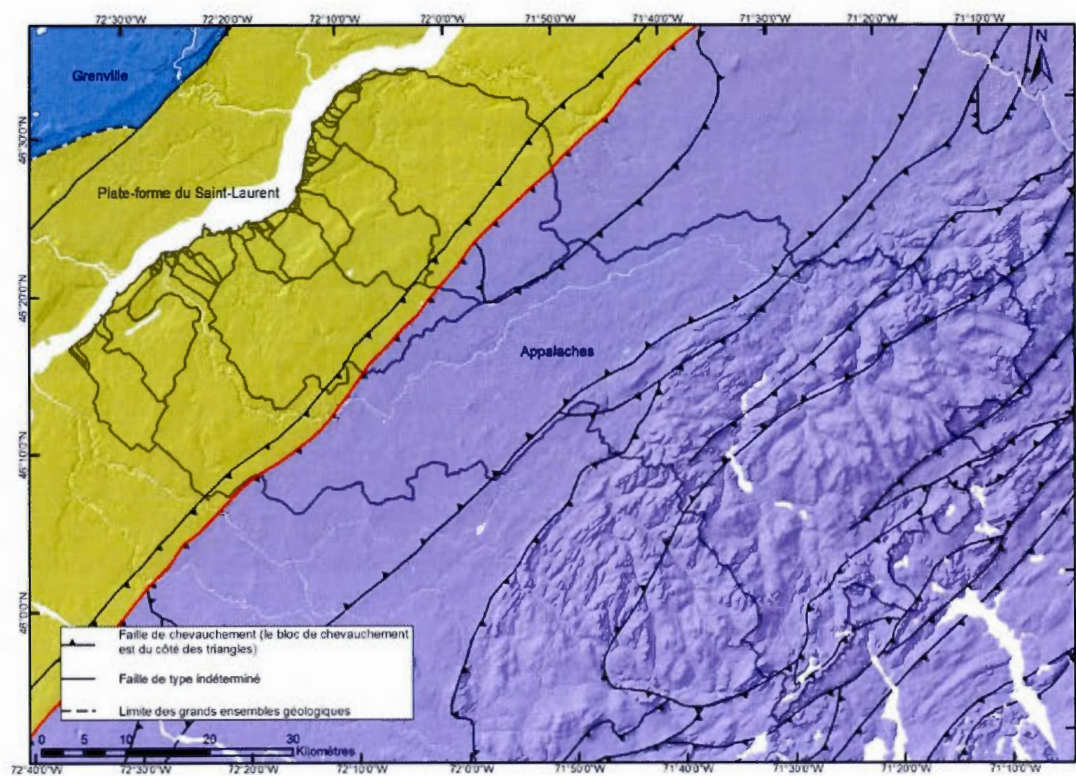


Figure 1.5 Domaines géologiques couverts par la zone d'étude. Ce qui est considéré comme la ligne de Logan est surligné en rouge (Données sources: SIGEOM, DV 2002-06).

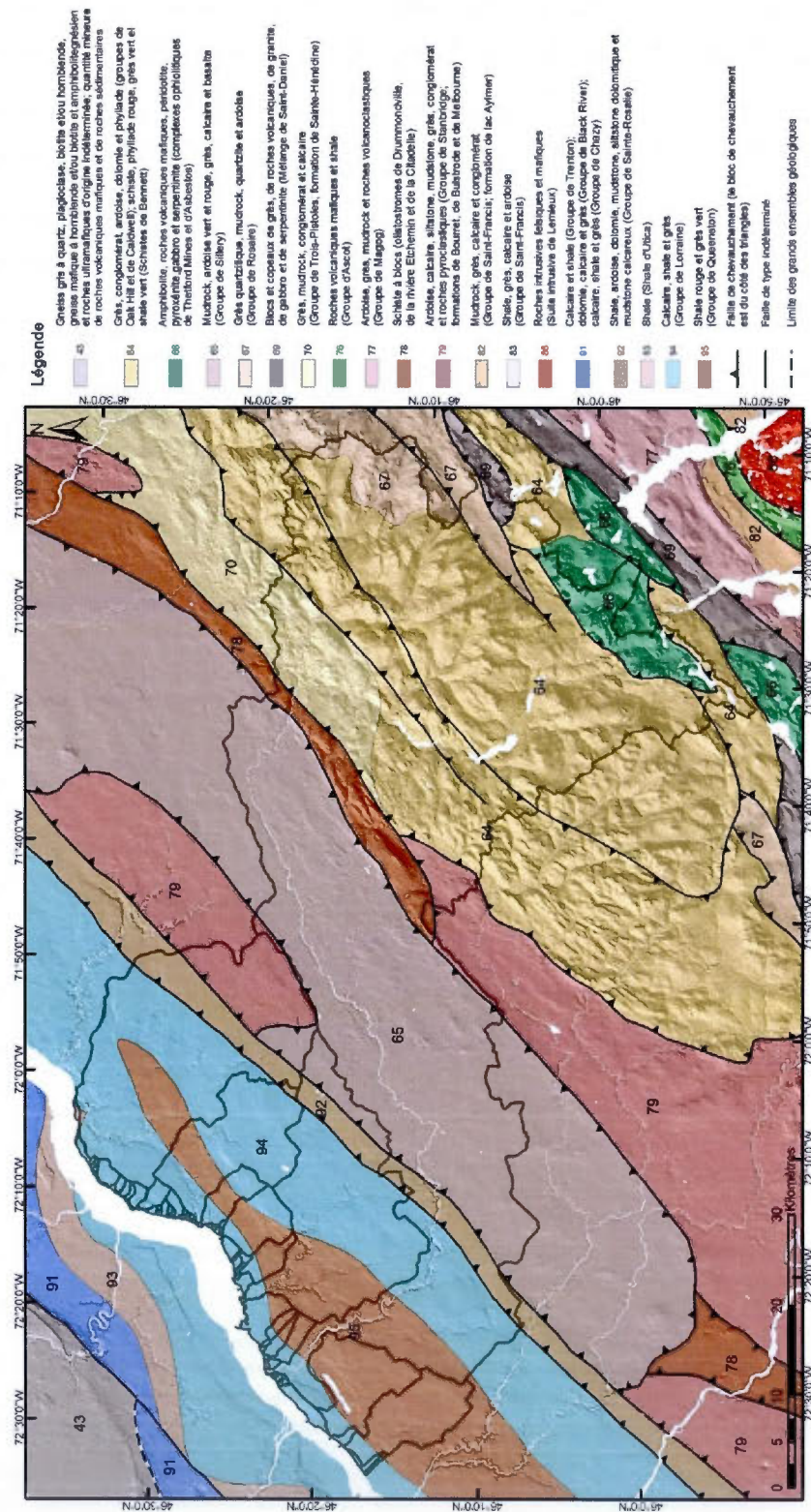


Figure 1.6 Géologie du substrat rocheux de la région de la zone Bécancour. (Données sources: SIGEOM, DV 2002-06).

1.5 Géologie et géomorphologie du Quaternaire

La stratigraphie et l'histoire quaternaire de la région ont été investiguées il y a plus de 50 ans par Gadd (1955) dans le cadre des premiers projets d'étude des dépôts quaternaires en contexte de caractérisation des eaux souterraines. Une synthèse remarquable a été publiée à la CGC par le même auteur en 1971 (Gadd, 1971), travail qui demeure aujourd'hui une référence en géologie du Quaternaire. Lamothe (1985) a étudié la stratigraphie et la géochronologie des sédiments quaternaires dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, plus spécifiquement dans les secteurs de Pierreville et de Saint-Pierre les Becquets. L'apport principal de cette étude est un nouveau cadre stratigraphique complexe et plus exhaustif des séquences quaternaires des Basses-Terres du Saint-Laurent (Lamothe, 1989). Plusieurs géologues du MRN ont également contribué à l'effort de stratigraphie quaternaire, en particulier Maranda (1977), dans un rapport sur la géotechnique de la région de Bécancour, et Chauvin (1979a; 1979b) qui a œuvré principalement dans les régions de Thetford Mines et d'Asbestos. Parent (1987) a pour sa part réalisé une thèse de doctorat sur la stratigraphie des sédiments quaternaires de la région d'Asbestos-Valcourt. Sur la rive nord du Saint-Laurent, Karrow (1957) et Occhietti (1980) ont également contribué à établir le cadre stratigraphique régional. Plusieurs travaux (Clet, 1989; Clet et Occhietti, 1996; Bernier et Occhietti, 1990; Besré et Occhietti, 1990; Ferland et Occhietti, 1990a et 1990b, Occhietti et *al.*, 1996) ont permis de préciser le cadre stratigraphique qui prévaut encore aujourd'hui dans la vallée moyenne du Saint-Laurent. Localement, Hétu *et al.* (1995) ont réalisé l'étude de coupes stratigraphiques le long de la rivière Bécancour, près de Saint-Sylvere (voir Chapitre 3).

La zone d'étude cartographique touche à 12 feuillets topographiques à l'échelle 1:50 000, soit les feuillets 31I01, 31I02, 31I07, 31I08, 31I09, 21L03, 21L04, 21L05, 21L06, 21L12, 21E13 et 21E14 (Figure 1.7).

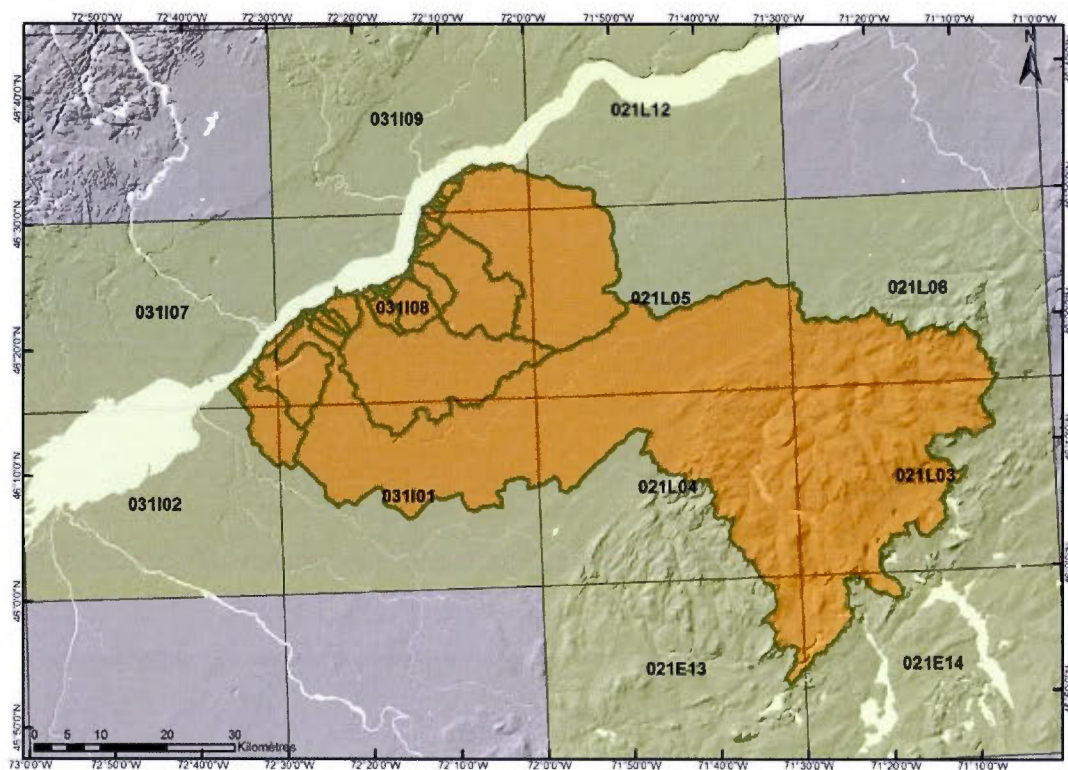


Figure 1.7 Feuillet topographique auxquels touche le secteur cartographié.

La zone centrale (21L/04: Chauvin, 1979a; 21L/05: Dubé, 1971) du bassin versant a fait l'objet d'études de cartographie quaternaire par des équipes du MRN tandis que les extrémités est (21L/03: Chauvin, 1979a; 21L/06: Gadd, 1978 et LaSalle, 1978), sud (21E/13: Chauvin, 1979b et 21E/14: Chauvin, 1979b et Dubé, 1967), ouest (31I/01, 31I/02, 31I/07 et 31I/08: Gadd, 1971) et nord (31I/09: Gadd, 1971; 21L12: Gélinas, 1971 et LaSalle *et al.*, 1978) du bassin ont été cartographiées par des équipes de la CGC et du MRN. Les cartes d'inventaires en granulats publiées par le MRN couvrent seulement les régions de Thetford Mines et de Trois-Rivières, et leur utilité dans le cadre de ce projet est limitée. Les cartes pédologiques publiées par le ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation (MAPAQ) et les cartes de dépôts de surface publiées par la direction des inventaires forestiers du Québec couvrent l'ensemble du bassin versant. De plus, quelques études hydrogéologiques et géotechniques menées par la CGC et le MRN contiennent des informations supplémentaires sur la géologie de surface de la région.

Les premières études de la CGC à la fin des années cinquante se concentrent sur l'ouest de la zone Bécancour (Gadd, 1960a, Carte 42-1959; 1960b, Carte 50-1959; Gadd et Karrow, 1959, Carte 54-1959). Au début des années soixante-dix, Gadd *et al.* (1972, Carte 10-1971) ont publié une première synthèse sur la déglaciation du sud du Québec. Au niveau provincial, Tessier a publié en 1966 (Rapport No 3-A) au Ministère de la Voirie du Québec une carte et un rapport sur les sédiments non-consolidés de la région Aston-Bécancour. Ensuite, le MRN a publié le rapport DV 84-10 (Gaucher et Associés, 1984) qui couvre la presque totalité du bassin à l'exception du feuillet 21L/05 qui avait été couvert antérieurement par la carte de Dubé (1971) (Figure 1.8). La mosaïque cartographique pour la zone Bécancour illustrée à la Figure 1.9 montre bien la variabilité marquée des unités lithostratigraphiques ainsi que le manque d'intégration des cartes publiées malgré une interprétation effectuée en fonction de la légende des formations superficielles de la CGC-Québec.

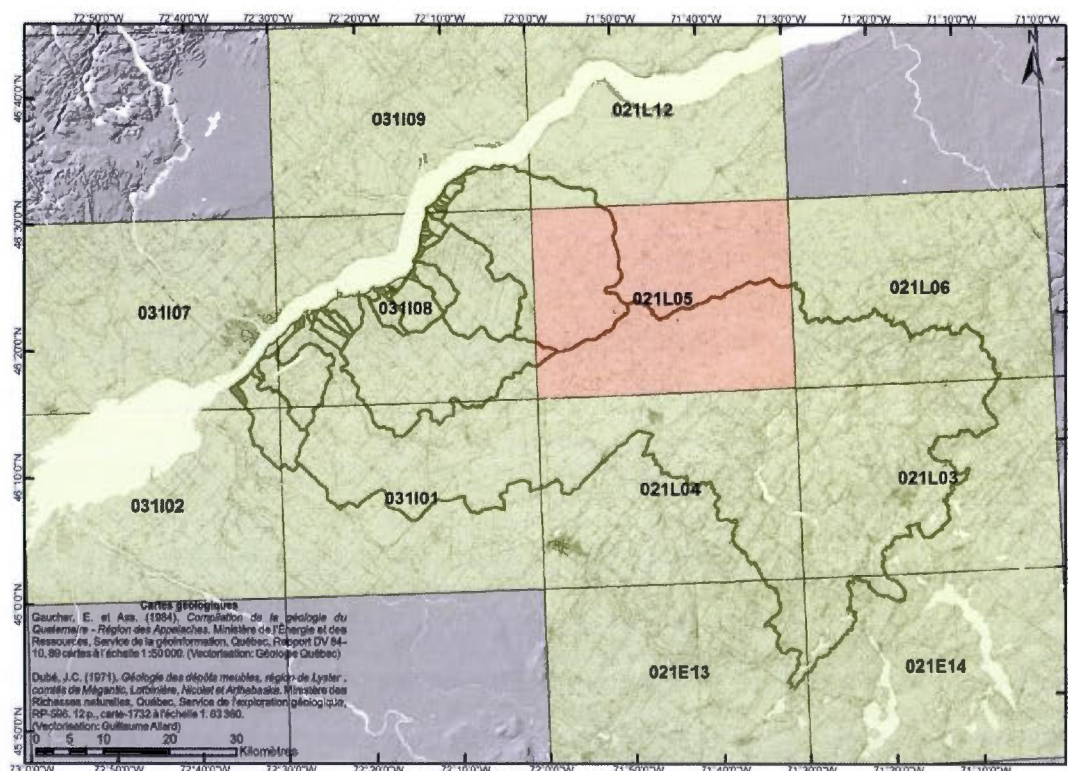


Figure 1.8 Couverture cartographique antérieure pour la zone d'étude. Les feuillets en vert ont été produits par Gaucher et Associés (1984) et celui en rouge par Dubé (1971).

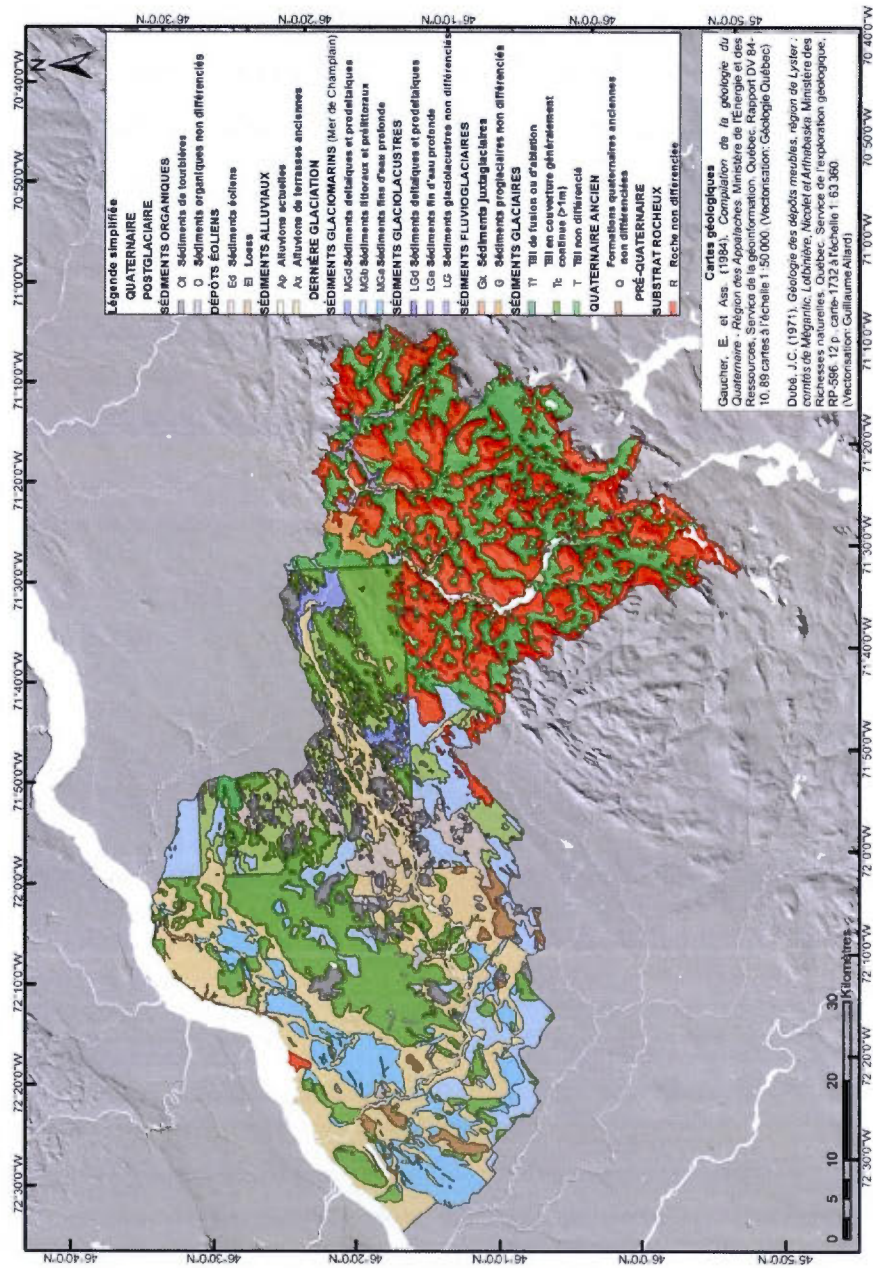


Figure 1.9 Mosaïque cartographique de la géologie du Quaternaire des bassins versants de la zone Bécancour élaborée à partir des travaux antérieurs à cette étude. Les unités ont été adaptées à la légende des formations superficielles de la CGC-Québec.

Pour la zone Bécancour, la nature et la structure de la sous-surface ont été interprétées en partie grâce à une base de données de forages constituée à partir des données provenant du Système d'information hydrogéologique (SIH: <http://www.mddefp.gouv.qc.ca/eau/souterrain/es/sih/index.htm>) du MDDEFP, du Ministère des Transports du Québec (MTQ), du Système d'Information Géoscientifique Pétrolier et Gazier (SIGPEG) du MRN et de rapports provenant des municipalités concernées et de firmes privées de consultants. Cette base de données identifie la présence de 4 222 forages dans la région (Figure 1.10).

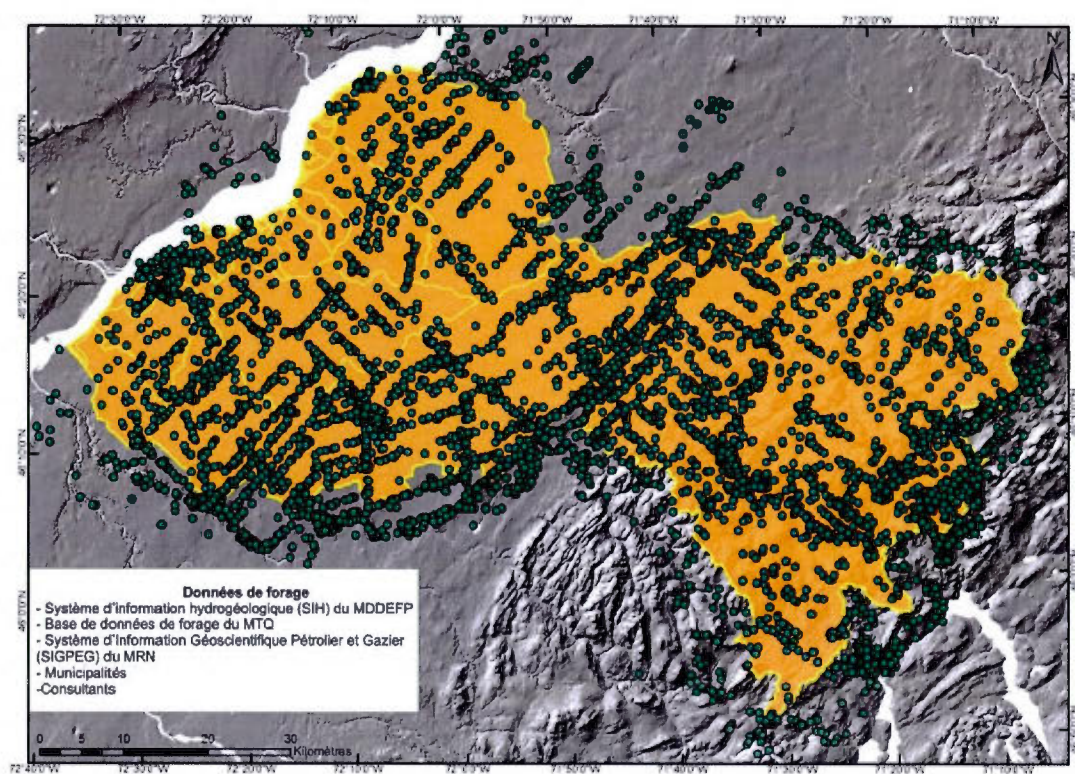


Figure 1.10 Distribution des forages dans la région des bassins versants de la zone Bécancour.

La séquence quaternaire est complexe et peut atteindre plus de 100 m d'épaisseur dans la partie aval du bassin de la Bécancour et dans les sous-bassins où coulent des tributaires du fleuve Saint-Laurent (Figure 1.11). Elle comprend une succession de deux à trois tills séparés par des sédiments glaciolacustres fortement imperméables de par leur granulométrie, leur texture et aussi leur état de surconsolidation. Des sédiments granulaires (sables et graviers essentiellement) sont présents dans la séquence et leur étendue est généralement discontinue. Lors de la déglaciation, un bref épisode de transgression marine a succédé au retrait glaciaire. Ce dernier a abandonné des épandages fluvioglaciaires qui peuvent localement surmonter directement le soubassement rocheux, en particulier le long du piedmont appalachien.

La séquence stratigraphique complète comprend trois tills. Localement, les épaisseurs cumulées peuvent être très importantes et dépasser les 90 m. L'unité de base est représentée par le Till de Bécancour, d'âge présumé illinoien. Le Till de Gentilly est le till de surface qui a été déposé lors de la dernière grande avancée glaciaire et il recouvre l'ensemble de la région. Le réseau de drainage étant structuré vers le NE, les avancées et retraits du glacier peuvent provoquer la création de lacs glaciaires, ce qui explique que des sédiments laminés glaciolacustres (varves?) sont présents au sommet et/ou à la base de chaque couche de till.

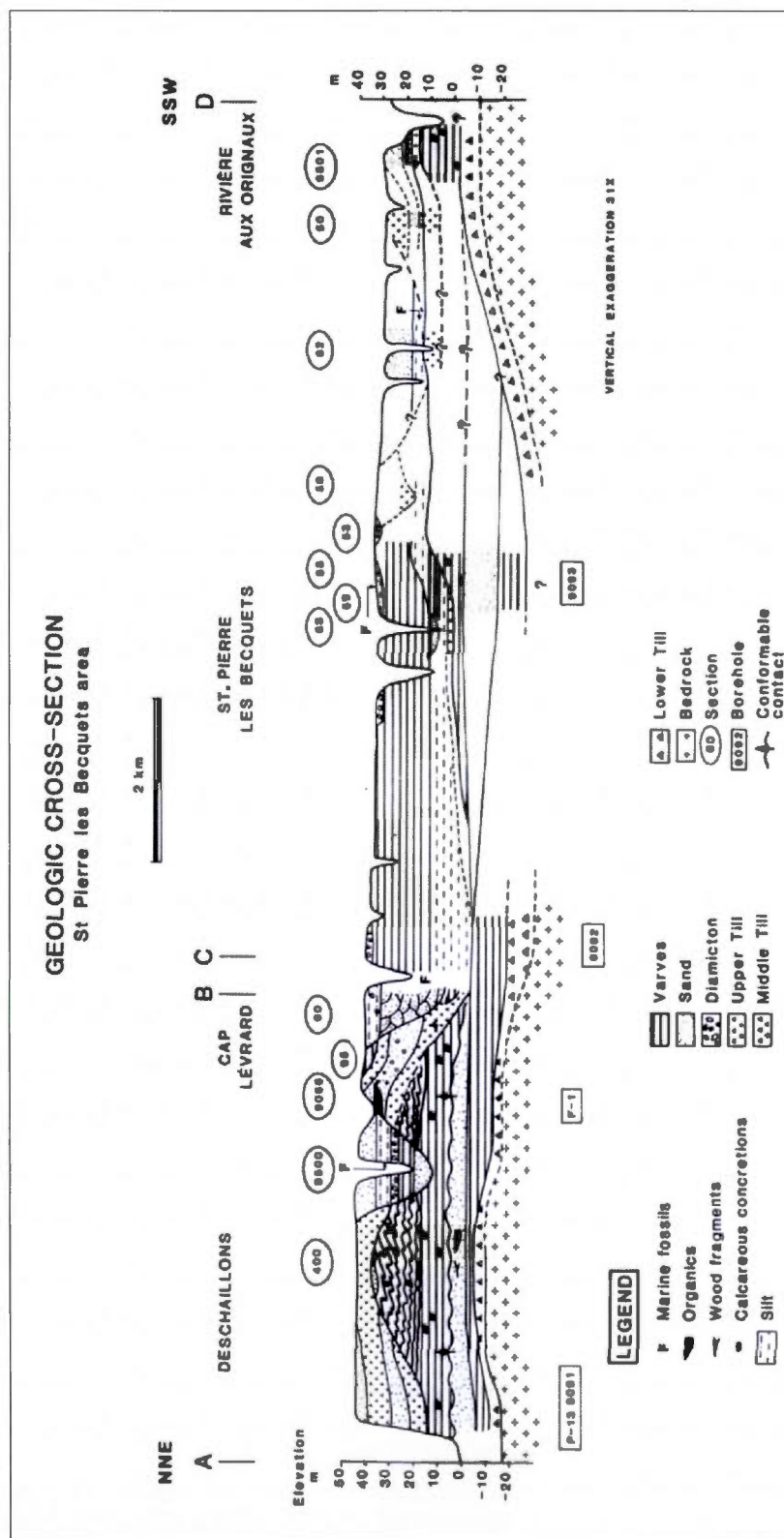


Figure 1.11 Coupe géologique quaternaire entre Gentilly et Deschailions, le long de l'axe du fleuve Saint-Laurent (Lamothe, 1989).

CHAPITRE II

CARTOGRAPHIE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES

Les principales caractéristiques sédimentologiques et cartographiques des unités lithostratigraphiques régionales étudiées en 2009 et 2010 sont décrites en termes de texture, structure, couleur, compacité et composition lithologique dans la légende étendue de la carte quaternaire. La distinction des unités s'est faite en suivant la version 11 de la *Légende et notes descriptives des formations superficielles - 1/50 000 à 1/125 000* produite par la branche québécoise de la Commission géologique du Canada (CGC-Québec). Les éléments présentés dans ce chapitre servent à compléter la description des unités qui sont symbolisées sur la carte des dépôts de surface en pochette.

Des données sur la géologie et la géomorphologie des sédiments de surface ont été colligées puis validées lors des levés de terrain grâce à plus de 3100 sites d'observation. Une étude de photo-interprétation à l'échelle 1:40 000 à partir de photos aériennes datant de 1975 (Lignes de vol Q75906, Q75911 et Q75912) et de 1979 (Q79129 et Q79130) a permis de couvrir complètement les bassins versants de la zone Bécancour. Une fois numérisée, les photos interprétées ont été intégrées dans ArcGIS, puis géoréférencées à l'aide des données vectorielles de la Base nationale de données topographiques (BNDT). Les polygones, lignes et points ont par la suite été vectorisés et le produit cartographique final a été complété à l'aide de ce même logiciel.

2.1 Les unités lithostratigraphiques cartographiées dans la région de Bécancour

2.1.1 Le roc (Rs, Rd)

Le roc affleure sur moins de 1% de la région à l'étude. Cependant, un till mince et un till remanié en couverture mince couvrent du roc observable sur près de 18% de la surface du territoire étudié, essentiellement dans les secteurs élevés. La plate-forme paléozoïque des Basses-Terres du Saint-Laurent forme le sous-bassement rocheux de la partie basse de la zone cartographiée (Avramtchev, 1989; Clark et Globensky, 1970; 1973; 1975; 1976; Globensky, 1987). Le roc y affleure de manière discontinue le long des rivières Bécancour, Gentilly, aux Orignaux et Petite rivière du Chêne. La portion haute du bassin est occupée par les roches du front appalachien jusqu'au domaine dit océanique de la région de Thedford Mines (St-Julien et Hubert, 1975). La couverture quaternaire y est principalement glaciaire et fluvioglaciaire. Le roc y affleure de façon importante et les formes d'érosion glaciaire y sont bien développées. (Figure 2.1).



Figure 2.1 Roche moutonnée (vue vers N170) montrant un écoulement glaciaire vers N270, à 50 m au nord du chemin du Lac de l'Est, au sud-ouest de Saint-Joseph de-Coleraine. (NAD 83 UTM Zone 19, X: 312292, Y: 5091205).

2.1.2 Le Quaternaire Ancien (Q)

Cette unité complexe affleure d'une façon relativement continue le long du fleuve Saint-Laurent en aval de Gentilly, et le long des tributaires importants du fleuve comme les rivières Bécancour, la Gentilly et la Petite rivière du Chêne (~0,1% du territoire). Parmi les unités déjà décrites au Chapitre I, y dominent les sédiments glaciolacustres deltaïques et prodeltaïques des Sables des Vieilles-Forges (Figure 2.2) et les sédiments lacustres corrélés avec les Rythmites du Saint-Maurice. L'unité des Sables des Vieilles-Forges fait l'objet d'études poussées présentées aux chapitres III, IV et V.

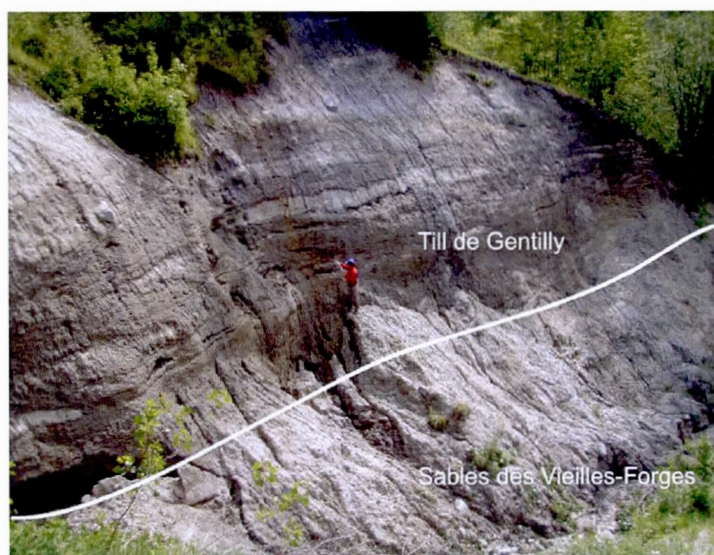


Figure 2.2 Séquence montrant la superposition du Till de Gentilly sur les Sables des Vieilles-Forges, le long de la rivière Bécancour à Saint-Sylvere. (NAD 83 UTM Zone 18, X: 711920, Y: 5120487)

2.1.3 Les sédiments glaciaires (Tf, Trm, Tr, Tc, Tm)

Le till de surface (Figure 2.3), qu'il soit mince ou continu, remanié ou non, couvre 60% du territoire à l'étude. Ce diamicton glaciaire affleure surtout dans le secteur appalachien et dans la zone du piedmont, dans la portion nord-est du bassin versant et près de la région de Bécancour, notamment dans le secteur de Sainte-Angèle-de-Laval, là où la couverture de

dépôts meubles près du fleuve est faible. Lorsqu'en aval glaciaire des roches du Queenston, le till acquiert la couleur rouge, caractéristique du Till de Bécancour, mais également commune pour le Till de Gentilly lorsque la séquence quaternaire ancienne est mince ou inexistante. Les épaisseurs observées vont de 0,3 m (Tm) à plus de 25 m (Tc) dans les Basses-Terres, notamment le long de la Petite rivière du Chêne, tandis qu'elles atteignent rarement plus de 10 m dans les vallées des Appalaches. Ce diamicton est caractérisé par une matrice comprenant une grande proportion de silts, et des quantités variables d'argile, de sables, de graviers, de galets et de blocs, dont plusieurs provenant du Bouclier. Le till de fond est assez pauvre en blocs et caractérisé par une très grande proportion de matrice argilo-silteuse. Le till non-altéré est gris-verdâtre, compact, normalement non-fissile et carbonaté dans les Basses-Terres et le piedmont.



Figure 2.3 Argile de la Mer de Champlain reposant directement sur le Till de Gentilly, le long de la rivière Bécancour, près de la réserve amérindienne de Wôlinak. La tête du pic, ce dernier d'une longueur de 91 cm, marque le contact entre les deux unités. (NAD 83 UTM Zone 18, X: 697728, Y: 5134605)

Pour ce qui est de la région appalachienne, le till de surface est non-carbonaté et se caractérise par un faciès gris et compact à la base et un faciès gris-brunâtre et lâche en surface. La proximité des sources fait en sorte que la proportion de clastes augmente de manière significative dans les Appalaches. Le till y est donc moins compact et plus fissile. Le

till remanié (Tr) est un till dont les particules fines ont été lessivées sur une épaisseur supérieure à 1 mètre par des processus subséquents au dépôt du matériel original. Généralement, il correspond à la zone superficielle du till où la portion fine de la matrice a été lessivée par l'érosion littorale glaciomarine, glaciolacustre ou même fluviale.

2.1.4 Les sédiments fluvioglaciaires (Gx, G)

Les sédiments fluvioglaciaires (Figures 2.4 et 2.5) ont été identifiés sur la base de la morphologie du corps sédimentaire généralement stratifiés montrant des variations granulométriques rapides. Ces sédiments sont composés de sable fin, moyen et grossier, de galets et de graviers subanguleux à subarrondis, généralement homogènes et parfois imbriqués, qui témoignent de la mise en place au contact ou à proximité du glacier. La présence de déformations synsédimentaires a également contribué à l'identification de ces dépôts. Le volume de sédiments fluvioglaciaires est particulièrement faible régionalement et la superficie qu'ils occupent correspond à moins de 2% du territoire cartographié. Il y a peu de sédiments de contact glaciaire associés à la Moraine des Hautes Terres (Gadd, 1964), sauf dans certaines portions hautes des rivières Bécancour et Palmer où les accumulations parfois stratifiées peuvent atteindre des épaisseurs supérieures à 30 m. Quelques amas formant des terrasses de kame et des buttes de matériel juxtaglaciaire ont également été identifiés dans les secteurs amont et aval du lac Williams. Un seul esker (esker de Glen Loyd) a été formellement identifié comme tel sur le territoire du bassin-versant. Initialement décrit par N.R. Gadd en 1964 (Gadd, 1964; 1978; Gadd *et al.*, 1972), puis par Lortie (1976), il est situé dans la vallée de la rivière Osgoode au sud-est de Saint-Jacques-de-Leeds. Cet esker exhibe selon ces derniers des stratifications de sables et graviers montrant un écoulement vers le nord.

Dans la zone du piedmont, les sédiments fluvioglaciaires se présentent surtout sous la forme d'une série de crêtes discontinues subparallèles (Gadd, 1964) situées entre la rivière Bécancour et le contrefort appalachien, où des moraines en creux et en bosses sont visibles dans le secteur de Lysander (Lortie, 1976). Ces crêtes ont été initialement décrites par Gadd (1964) comme étant essentiellement formées de till remanié par l'action des vagues de la Mer

de Champlain et faisant partie d'un système morainique postérieur à la formation de la Moraine des Hautes-Terres. Suite aux observations de terrain, ces crêtes, dont certaines sont exploitées, sont plutôt constituées d'un assemblage hétérogène et sans structure de clastes centimétriques à métriques subanguleux à subarrondis, dont plusieurs d'origine précambrienne, soutenus par une matrice de sable fin à grossier (Figure 2.4) et reposant directement sur le roc. Elles ont donc été identifiées comme sédiments juxtaglaciaires (Gx).

Dans la zone des Basses-Terres, les sédiments fluvioglaciaires forment des amas isolés partiellement enfouis ou remaniés par les eaux de la Mer de Champlain. Notamment, une ancienne gravière située à environ 5 km à l'ouest de Manseau et une gravière-carrière située à environ 7,5 km au sud de Manseau près de l'Autoroute 20 exhibent des sédiments proglaciaires. Sur le site de cette dernière, près de 8 m de sédiments fluvioglaciaires mis en place directement sur le roc et enfouis sous des sédiments glaciomarins littoraux sont visibles. La présence de nombreux galets mous (*clayballs*), de clastes subarrondis à arrondis, de stratifications et d'imbrications montrant un paléocourant variant entre le nord-est et le sud-est laissent croire que ces sédiments auraient été mis en place par le drainage d'un lac proglaciaire, vraisemblablement le Lac Candona (Parent et Occhietti, 1988; 1999), d'où la classification comme sédiments fluvioglaciaires. Également, la présence d'eskers potentiels dans les Basses-Terres devra être examinée dans le futur. L'un d'eux a été décrit par Tessier (1966) comme formant un segment anciennement exploité de ± 1 km situé à environ 4 km au sud-est de Saint-Wenceslas. Ce dernier est observable en photo-interprétation comme un chapelais d'anciens bancs d'emprunt. Le second, qui apparaît comme un court segment situé près de Grand-Saint-Esprit (Parent et Occhietti, 1988), n'a pas été observé en photo ou lors des campagnes de terrain.



Figure 2.4 Sédiments fluvioglaciaires (Gx) formant une moraine mineure à environ 7 km au nord-est de Plessiville. (NAD 83 UTM Zone 19, X: 290018, Y: 5128299)



Figure 2.5 Amas de sédiments fluvioglaciaires non-différenciés (G) situé à environ 6,5 km au sud de Saint-Ferdinand (anciennement Bernierville) le long du ruisseau Provencher. (NAD 83 UTM Zone 19, X: 300940, Y: 5102969)

2.1.5 Les sédiments glaciolacustres (LGd, LGb, LGa)

Les sédiments glaciolacustres se retrouvent uniquement dans les Appalaches et couvrent moins de 1% du territoire à l'étude. Des séquences de sédiments fins, localement rythmés, et des sables littoraux et deltaïques ont été observés en petits amas localisés le long de la rivière Bécancour jusqu'à la hauteur du lac Williams, et surtout le long de la rivière Palmer où ils sont visibles à des élévations allant jusqu'à 355 m (Gadd, 1978).

Les sédiments fins sont composés d'argile et de silts et s'observent surtout sous forme massive. Les sédiments deltaïques sont surtout composés de sable fin à grossier et de graviers généralement bien triés et stratifiés, quoique des bancs de sables massifs aient été observés. Les faciès examinés sont donc essentiellement proximaux, résultat de la faible étendue des lacs tardiglaciaires et de leur courte durée d'existence. Cependant, l'état des coupes ne nous a pas permis de prendre des mesures sédimentaires.

2.1.6 Les sédiments glaciomarins (MGd, MGb, MGa)

À partir du front appalachien, et ce jusqu'au fleuve Saint-Laurent, des sédiments littoraux et pélagiques qui contiennent localement des fossiles de la Mer de Champlain affleurent sur environ 22% du territoire. Même si apparemment non-fossilifères, les sédiments d'origine aquatique généralement localisés sous l'élévation de 175 m *asl.*, considérée comme la limite marine maximale dans la région (Parent, 1987), sont aussi cartographiés comme glaciomarins.

Les sédiments marins peu profonds comprennent des sables et des graviers généralement bien triés (Figure 2.6), une faible quantité de silts ou de graviers, avec des structures sédimentaires typiques des milieux littoraux. Ils sont généralement de couleur grisâtre à brunâtre et montrent parfois des signes d'oxydation. Leur extension verticale est limitée aux zones supérieures à 65 m *asl.*

Le faciès deltaïque glaciomarin (MGd) a été identifié à trois endroits sur le territoire à l'étude, mais cette fois encore l'état des coupes et l'absence de rides de courant (les lits plans étaient majoritairement observés) ne nous a pas permis de prendre des mesures sédimentaires. Ces épandages deltaïques sont tous situés sur le parcours de la rivière Bécancour, où le premier s'est formé à un niveau correspondant à la limite marine maximale (± 175 m), le second a été mis en place à une élévation de 80 m (Figure 2.7) tandis que le dernier marque la transition Mer de Champlain-Lac à Lampsilis à la limite de 65 m *asl*. Les sédiments pélagiques sont surtout constitués d'argile-silteuse massive, bleutées, et souvent litées (Figure 2.8) contenant de temps à autre des *Hiatella arctica* et des *Portlandia arctica*. On les rencontre à l'intérieur d'anciens chenaux, généralement sous l'élévation de 100 m.



Figure 2.6 Sables et graviers stratifiés formant un ancien littoral de la Mer de Champlain (vue vers le NW). (NAD 83 UTM Zone 18, X: 725531, Y: 5127010)

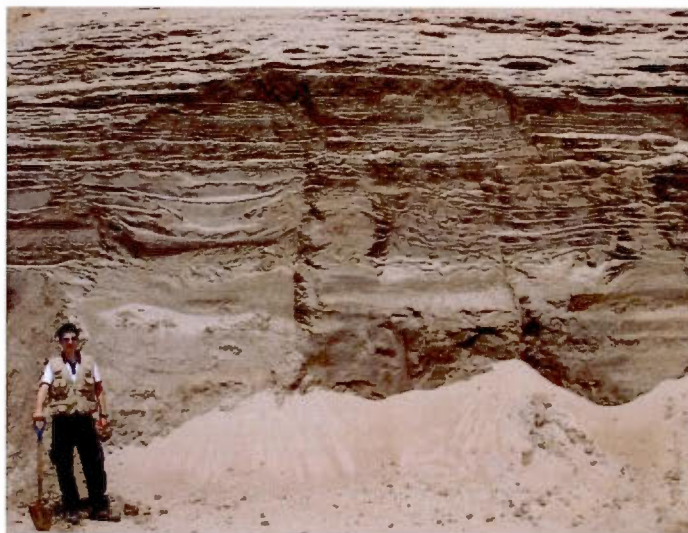


Figure 2.7 Épandage deltaïque de la Mer de Champlain. (NAD 83 UTM Zone 18, X: 709734, Y: 5118928)



Figure 2.8 Argile litée et fossilifère de la Mer de Champlain et sables de régression sus-jacents, le long de la rivière Bécancour à Saint-Sylvere. (NAD 83 UTM Zone 18, X: 711920, Y: 5120487)

2.1.7 Les sédiments lacustres (Ld, Lb)

Sous les élévations d'environ 65 m, on observe de grandes zones sableuses d'origine soit deltaïque ou littorale, remaniées par les eaux douces du Lac à Lampsilis (~6% du territoire). Des travaux récents (Ouimet *et al.*, 2011) supposent la présence d'importants volumes de Sables des Vieilles-Forges directement sous-jacents. Quoique la majorité des sédiments déposés au cours de cet événement reflète l'exondation, certaines unités plus fines, silteuses et légèrement rythmées montrent la présence d'un faciès plus pélagique dans ce bassin dont les caractéristiques demeurent peu connues. Ces sédiments comprennent aussi des éléments fluviaux et estuariens mais la division fine de ces unités n'a pas encore été effectuée.

2.1.8 Les sédiments alluviaux (Ap, At, Ax, A)

Les sédiments d'origine fluviale, localisés à une élévation légèrement supérieure à celle du système de drainage actuel, sont cartographiés sur environ 3% du territoire à l'étude comme sédiments alluviaux. Ces derniers sont majoritairement concentrés tout le long de la rivière Bécancour, à partir de la limite nord des Appalaches, où ils délimitent l'ancienne plaine alluviale et les terrasses adjacentes. Près du fleuve Saint-Laurent, ces sédiments et formes fluviales sont rattachés à la phase du Proto-Saint-Laurent. Cette unité inclut les sédiments actuellement transportés par les rivières modernes.

2.1.9 Les sédiments éoliens (Ed)

Présents sur environ 130 km² (~3,5%) de la région à l'étude, les sédiments éoliens sont notamment situés au cœur des unités littorales glaciomarines à des élévations allant de 70 à 130 m, où des dunes paraboliques d'une hauteur moyenne de 5 à 8 m avec des maximums de 20 à 25 m sont présentes (Filion, 1987). Les champs de dunes s'observent normalement dans un axe NE-SW de part et d'autre de l'Autoroute 20, de Saint-Louis-de-Blandford jusqu'à Villerooy, de même qu'au nord-est du village de Saint-Rosaire. Les sédiments éoliens de la région à l'étude sont également connus sous le pseudonyme de *Crêtes de Coq Sands* (Gadd 1955; 1960a; 1971), terme local qui tire son origine de l'apparence qu'ont certaines crêtes sableuses allongées aux arêtes aigües. Gadd (1955) est le premier à établir le lien entre les *Crêtes de Coq Sands* et l'action éolienne. Suite à l'étude approfondie des propriétés physiques

de ces sables, Gadd (1955) a conclu qu'il s'agissait de dunes transverses post-Mer de Champlain contrairement à l'hypothèse de *marine crevasse fillings* (Osborne, 1950) qui avait été préalablement utilisée afin d'expliquer le mode de mise en place de ces sédiments. Les sédiments éoliens sont normalement constitués de sable fin à moyen, très bien trié et stratifié, remanié à partir de sédiments marins littoraux ou deltaïques (Chauvin, 1979a; Gadd, 1955; 1960a; 1971; Fillion, 1987). L'activité éolienne à l'origine de ces champs de dunes paraboliques aurait subsisté pour une durée de 2500 années ^{14}C , soit pour une période variant entre 10000 et 7500 ans B.P. (Fillion, 1987). Les sédiments éoliens sont fréquemment observés dans la zone de piedmont autour des unités de tourbières actuelles, où l'activité éolienne a ainsi remanié le matériel granulaire disponible jusqu'à son immobilisation par la végétation.

2.1.10 Les sédiments organiques (Ot, O)

Les sédiments organiques observés régionalement sont surtout des tourbières de comblement et leur répartition est assez vaste (~4,3% du territoire à l'étude). Un lien existe généralement entre l'unité sous-jacente et la densité de tourbières. Dans la partie basse de la zone Bécancour, ces milieux humides sont surtout rencontrés sur des plateaux d'élévation de l'ordre de la centaine de mètres, parfois au-dessus d'argile de la Mer de Champlain (tourbière de Saint-Sylvère), mais beaucoup plus fréquemment sur le till de surface (tourbière du Lac Rose). Dans la partie basse, l'argile et le till de surface sont généralement recouverts par de faibles épaisseurs de sables littoraux associés à la phase régressive de la Mer de Champlain. Cependant, la majorité des sédiments organiques se retrouve dans la zone du piedmont appalachien où les tourbières ont été mises en place directement sur le till de surface (tourbière de Mer Bleue, Grande tourbière de Villeroy) dont l'épaisseur variable est contrôlée par la topographie vallonnée du roc. En de rares occasions, ces milieux humides sont entourés de coteaux sableux formés de sédiments éoliens (e.g. Grande tourbière de Villeroy). Quatre dates basales obtenues par Martin Lavoie du Centre d'Études Nordiques (CEN) montrent des âges ^{14}C étalonnés de 10 220 ans pour la Grande tourbière de Villeroy, de 10 260 ans pour celle de Saint-Sylvère, de 9510 ans pour le Lac Rose et de 9620 ans pour la

Mer Bleue. Ces âges témoignent du fait que les tourbières ont donc commencé à se former peu après le retrait de la Mer de Champlain.

2.1.11 Les dépôts de versant (Cg)

Les dépôts de glissement de terrain ont été surtout cartographiés le long de la rivière Gentilly Sud-Ouest (0,1% du territoire). Cette unité, surtout formée de silt et d'argile remaniés, est principalement identifiable grâce aux éléments géomorphologiques qui y sont associés. La classification de ces dépôts s'est faite suivant l'identification d'amphithéâtres, de gradins et de cicatrices de glissement.

2.2 Écoulements glaciaires de la région à l'étude

Les écoulements glaciaires dans la région à l'étude ont été documentés par plusieurs auteurs. Ces derniers ont surtout concentré leurs observations dans les Appalaches étant donné le peu d'affleurements rocheux dans les Basses-Terres. Notamment, Chalmers (1898), Lamarche (1971; 1974), Gauthier (1975), Lortie (1976), Gadd (1978) et Parent (1987) mentionnent à partir de leurs observations la présence de plusieurs familles d'écoulements glaciaires dans les Appalaches du Sud du Québec. Cependant, Parent (1987) fait état de la difficulté à établir une chronologie claire des événements glaciaires dans la région d'Asbestos en se basant uniquement sur l'interprétation des polis glaciaires. Selon ce dernier, plusieurs familles de stries et de queues-de-rat, dont celles montrant un écoulement vers le nord et l'ouest, pourraient être des éléments résiduels d'écoulements antérieurs au même titre que de véritables mouvements tardiglaciaires. Toujours selon Parent (1987), les variations d'écoulement de la calotte laurentidienne, les éléments associés à la déglaciation présents dans la région ainsi que les trainées de dispersion de blocs erratiques fournissent une référence chronologique permettant de soutenir les observations de Lamarche (1971; 1974) et de Lortie (1976).

Le mouvement le plus ancien dans la région montrerait donc un écoulement NW-SE qui serait rattaché à l'écoulement de l'inlandsis Laurentidien lors de la dernière glaciation. Ce

dernier serait recoupé par un mouvement vers l'ouest qui, selon Parent (1987), pourrait tout aussi bien être associé à la glaciation Chaudière. Selon Lamarche (1971; 1974) et Lortie (1976), ce mouvement est suivi par un écoulement plus récent vers le nord qui est le plus répandu dans la région à l'étude. Les mouvements vers l'ouest et le nord seraient notamment liés aux variations d'écoulement de la calotte résiduelle des Bois-Francis vers le fleuve Saint-Laurent et la vallée de la rivière Saint-François au Tardiglaciaire.

La Figure 2.9 résume les observations réalisées lors des travaux de terrain des étés 2009 et 2010 sur les formes mineures d'érosion. Elles sont cohérentes avec les interprétations des études précédentes. Les traces d'écoulements glaciaires recensés sur le territoire cartographié (Figure 2.10) sont essentiellement des stries, des queues-de-rat, des cannelures et des broutures. Pour sa part, la Figure 2.11 montre les écoulements pour lesquels une chronologie relative a pu être établie. Un site au nord-est montre un écoulement plus ancien NW-SE associé à la dynamique de la calotte Laurentidienne au dernier maximum glaciaire entrecoupé par un mouvement vers N020 correspondant à l'écoulement de la calotte résiduelle des Bois-Francis vers le fleuve Saint-Laurent. Plus au sud, trois sites montrent des écoulements glaciaires qui ont pu être chronologiquement différenciés. Un de ces sites montre trois écoulement différents: un plus ancien orienté NW-SE attribué à la dynamique Laurentidienne, un second orienté E-W et un plus récent orienté N-S, tous deux reliés à aux variations d'écoulement de la calotte résiduelle des Bois-Francis vers la vallée de la rivière Saint-François et le fleuve Saint-Laurent au Tardiglaciaire. Un troisième site montre deux écoulements, un plus ancien orienté NNE-SSW et un plus récent montrant un écoulement vers l'ouest. Un dernier site montre une dynamique glaciaire plus ancienne orientée NW-SE et une plus récente orientée NNE-SSW. À partir de ces quatre sites, la chronologie relative des événements glaciaires dans le secteur appalachien débiterait par un mouvement vers le SE associé à la calotte Laurentidienne, suivit par un mouvement vers le nord et l'ouest en fonction de la position frontale de la calotte résiduelle des Bois-Francis, puis par un mouvement généralisé vers le nord au Tardiglaciaire avec l'ouverture de la baie de vélage dans la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent.

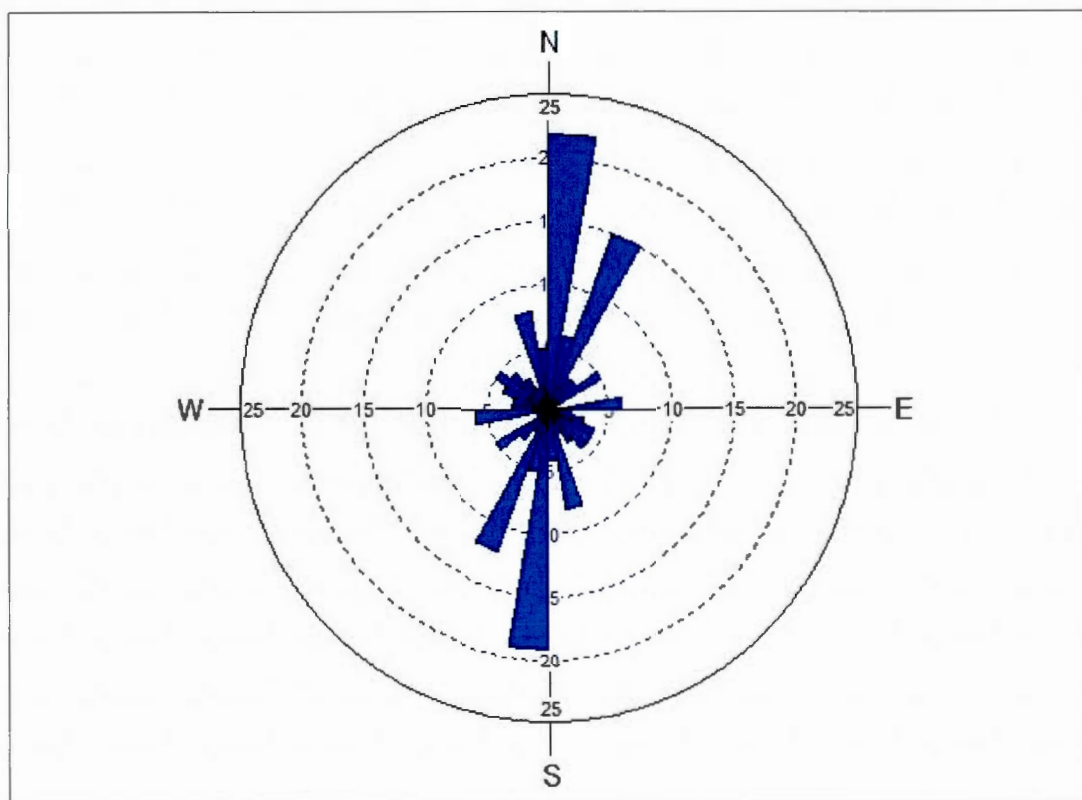


Figure 2.9 Totalité des écoulements glaciaires observés dans les Appalaches sur le territoire du bassin versant de la rivière Bécancour dans le cadre de cette étude. La population de traces d'écoulements glaciaires recensés sur le territoire à l'étude représentée est égale à 186.

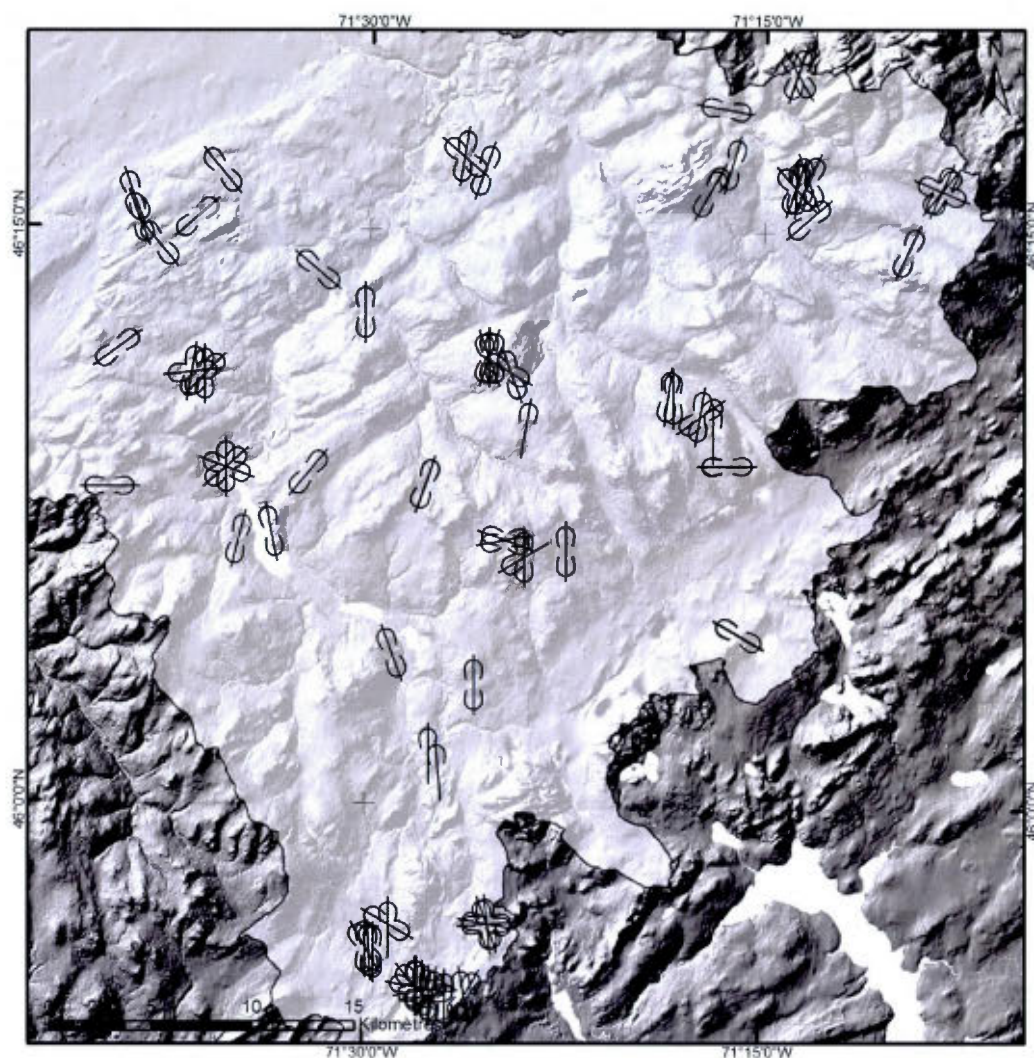


Figure 2.10 Écoulements glaciaires observés dans le cadre de cette étude sur le territoire couvert par le projet de cartographie (zone blanche en transparence) dont la chronologie relative des surfaces striées n'a pu être déterminée.

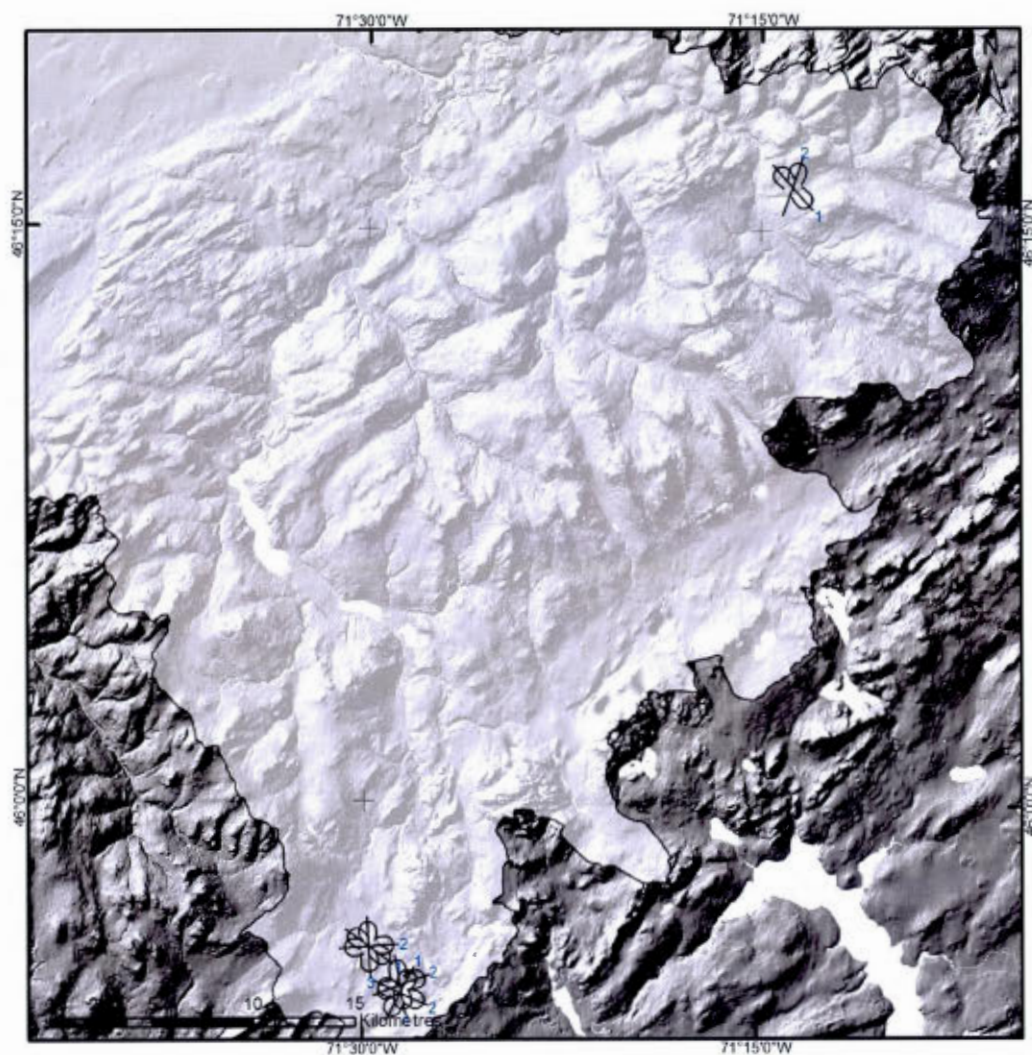


Figure 2.11 Écoulements glaciaires observés dans le cadre de cette étude sur le territoire couvert par le projet de cartographie (zone blanche en transparence) dont la chronologie relative des surfaces striées a pu être déterminée.

2.3 Conclusion

Au total, ce sont 26 unités différentes qui ont été cartographiées sur le territoire de la zone Bécancour. L'étude cartographique aura permis de révéler que la couverture de till continu, qui est surtout présente dans les Appalaches et la zone de piedmont, est de loin la plus importante en surface avec environ 60% du territoire cartographié. Elle est suivie de près par les sédiments reliés à l'épisode glaciomarin de la Mer de Champlain qui couvrent près de 22% du territoire à des élévations inférieures à 175 m *asl*. Dans une moindre mesure, le roc (moins de 1%) affleure surtout dans les Appalaches où se retrouvent majoritairement les sédiments fluvioglaciaires (moins de 2%) et les dépôts glaciolacustres (moins de 1%). Le Quaternaire ancien (~0,1%) se trouve pour sa part principalement dans la partie aval de la zone Bécancour, où il affleure le long des principales rivières et du fleuve Saint-Laurent. Les dépôts lacustres (~6%) surtout associés au Lac à Lampsilis, les sédiments alluviaux (~3%), éoliens (3,5%), organiques (4,3%) et les dépôts de glissements de terrain (0,1%) se retrouvent en presque totalité entre le piedmont appalachien et le fleuve Saint-Laurent.

Au point de vue géomorphologique, quelques moraines mineures ont été identifiées surtout dans la zone de piedmont. Dans les Basses-Terres, ce sont principalement de nombreuses plages associées à la transition Mer de Champlain/Lac à Lampsilis qui ont été observées à des élévations entre 60 et 70 m *asl*. Plusieurs terrasses fluviales associées à l'incision des principales rivières et à des phases du proto-Saint-Laurent ont été tracées sur la carte. La plaine argileuse, surtout concentrée dans l'axe du synclinal de Chambly-Fortierville, est marquée par un ravinement prononcé et quelques glissements de terrain ont été observés principalement le long de la rivière Gentilly Sud-Ouest.

L'étude des écoulements glaciaires dans la région abonde dans le même sens que les travaux précédents. La chronologie relative des écoulements débiterait avec un mouvement plus ancien NW-SE associé à la calotte Laurentidienne. Un mouvement orienté E-W et un mouvement dominant vers le nord, qui serait le mouvement le plus récent dans la région, ont été identifiés. Ces écoulements seraient liés à la calotte résiduelle des Bois-Francs.

CHAPITRE III

LITHOSTRATIGRAPHIE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES

Dans le cadre de ce projet d'étude, un modèle hydrostratigraphique tridimensionnel a été développé. Pour cela, il était d'abord nécessaire de parcourir les principales rivières de la zone d'étude dans le but d'y trouver de nouvelles coupes naturelles afin d'évaluer l'architecture verticale et l'extension régionale des dépôts quaternaires. Les données stratigraphiques ainsi recueillies se sont avérées être les données les plus fiables utilisées dans la conception du modèle stratigraphique conceptuel et subséquemment dans la construction du modèle hydrostratigraphique 3D.

Les levés de coupes ont été faits principalement à l'été 2010. Plus d'une soixantaine de coupes, majoritairement situées le long des rivières Blanche, Bécancour, Gentilly, aux Orignaux et de la Petite rivière du Chêne ont été décrites et interprétées en fonction des cadres stratigraphiques en vigueur dans la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent et dans les Appalaches du Sud du Québec. Ce sont ces coupes qui, une fois interprétées en fonction du modèle conceptuel, ont servi à construire le squelette du modèle 3D.

Ce chapitre présente donc en premier lieu une synthèse de l'évolution des cadres stratigraphiques qui ont été utilisés dans l'interprétation des coupes et des forages. Suivent ensuite les interprétations et les descriptions détaillées des coupes situées le long des principales rivières de la zone Bécancour. Ces dernières ont été sélectionnées en fonction de la complexité de la stratigraphie qui s'y observe. Les résultats des comptages pétrographiques qui ont servi dans l'interprétation de certaines unités problématiques sont également présentés dans ce chapitre.

3.1 Synthèse stratigraphique de la région à l'étude

3.1.1 Évolution du cadre stratigraphique régional de la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent.

Les premiers travaux d'envergure dans la vallée du Saint-Laurent ont été réalisés par Dawson (1893) et Logan (1863). Les classifications stratigraphiques qu'ils ont proposées étaient basées sur un seul événement à l'origine du *drift* marin ou glaciaire observé auquel avait succédé un épisode marin. Chalmers (1898) fut le premier à émettre l'hypothèse de glaciations multiples en s'appuyant sur une chronologie cohérente des événements glaciaires pour le Sud du Québec basée sur l'étude des stries glaciaires. Keele (1915) vint par la suite renforcer cette hypothèse des glaciations multiples en distinguant dans plusieurs coupes situées le long de la rivière Saint-François deux unités distinctes d'argile à blocs (*boulder clay*) - ou argile à blocs dans certains ouvrages - séparées par des argiles-silteuses stratifiées.

Peu d'éléments nouveaux furent apportés au cours des quatre décennies suivant les travaux de Keele (1915), excepté le travail de compilation de Dresser et Denis (1944) sur la géologie du Québec. Il faudra attendre les travaux de Gadd (1955; 1960a; 1971) pour qu'un premier cadre stratigraphique soit établi pour la région à l'étude. En particulier, Gadd (1955) identifia deux épisodes glaciaires (stades de Nicolet et de Gentilly) séparés par un important intervalle interglaciaire (interstade de Saint-Pierre) (Figure 3.1, tirée de Lamothe, 1985).

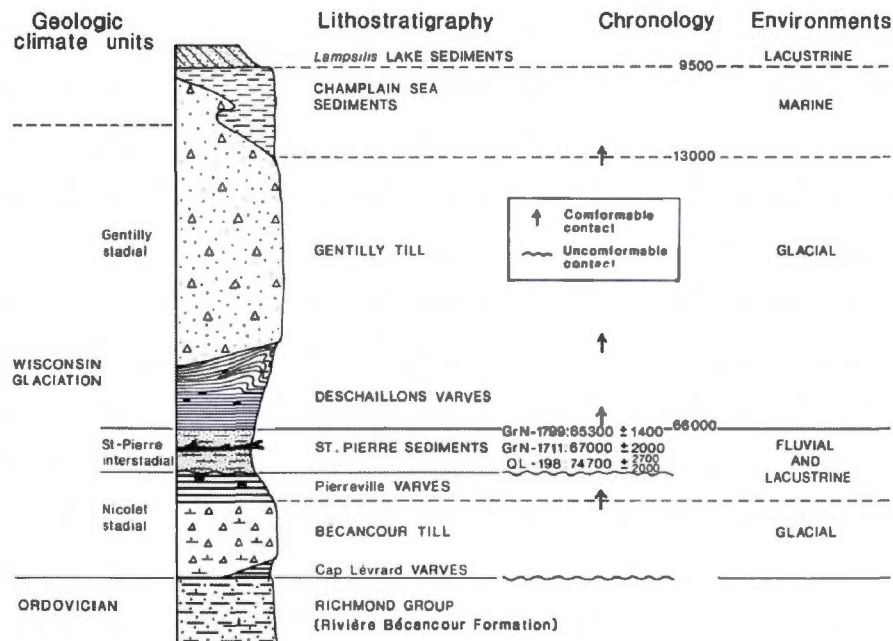


Figure 3.1 Premier cadre stratigraphique régional dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (Tiré de Lamothe, 1985; d'après Gadd 1955; 1971; 1976; Karrow, 1957).

Occhietti (1977; 1979) nota pour la première fois la présence du Till de Bécancour à la coupe des Vieilles-Forges et divisa notamment le Till de Gentilly en sous-unités selon les phases de sédimentation successives. Cet auteur décrit également un faciès glacio-lacustre et proglaciaire composé de sables-silteux massifs ou stratifiés directement recouverts par le Till de Gentilly et surmontant les Varves de Deschaillons en conformité: les Sables des Vieilles-Forges. Occhietti (1977; 1982) décrit ce faciès comme constituant la partie supérieure de la formation de Deschaillons (Karrow, 1957).

Entre les travaux de Gadd (1955) et ceux de Occhietti (1979), quelques auteurs, dont ce dernier, ont reconnu la difficulté à attribuer des âges absolus aux unités stratigraphiques présentes dans les Basses-Terres. Pour cette raison, Dreimanis et Karrow (1972) attribuèrent provisoirement un âge du Wisconsinien inférieur pour l'unité climatostratigraphique du Stade de Nicolet (Dreimanis et Karrow, 1972) correspondant à la période glaciaire à l'origine de la déposition du Till de Bécancour.

Il faudra ensuite attendre les travaux de Lamothe (1985) afin de voir une percée significative dans l'évolution du cadre stratigraphique de la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent. C'est sur la base de l'analyse sédimentologique approfondie réalisée, des datations au radiocarbone et en thermoluminescence, et des avancées au point de vue des échelles isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ que Lamothe (1985) proposa un nouveau cadre stratigraphique pour la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ce cadre (Figure 3.2), qui reste à être validé, contient trois épisodes glaciaires: le Stade du Saint-Laurent de l'Illinoien (Lamothe, 1985, 1989), le Stade de Nicolet (Dreimanis, 1960; Dreimanis et Karrow, 1972) du Wisconsinien inférieur et le Stade de Trois-Rivières (Occhietti, 1979, 1982) du Wisconsinien supérieur. Un seul interstade, soit celui du Saint-Pierre (Dreimanis et Karrow, 1972), considéré essentiellement comme du Wisconsinien moyen était représenté dans ce cadre stratigraphique renouvelé (Figure 3.2). La période qui suit le Stade du Saint-Laurent, même si Lamothe (1985) rapporta qu'apparemment aucun sédiment correspondant à cette période n'avait été trouvé, était considérée comme le dernier interglaciaire.

Par la suite, Parent *et al.* (1985) décrivirent plus en détails la chronologie des événements entre 12 500 et 8000 ans BP, entre autres dans la vallée du Saint-Laurent. Ils apportèrent également des précisions quant à l'évolution du Lac à Lampsilis, terme qui fut introduit pour la première fois par Elson (1969) afin de qualifier le bassin d'eau douce successeur de la Mer de Champlain en amont de Québec et précurseur du fleuve Saint-Laurent actuel. Les niveaux de ce plan d'eau ont en premier lieu été décrits par MacPherson (1966), qui les a divisés en trois phases correspondant à trois niveaux significatifs: les niveaux de Rigaud (60 m), de Montréal (31 m) et de Saint-Barthélémy (20 m).

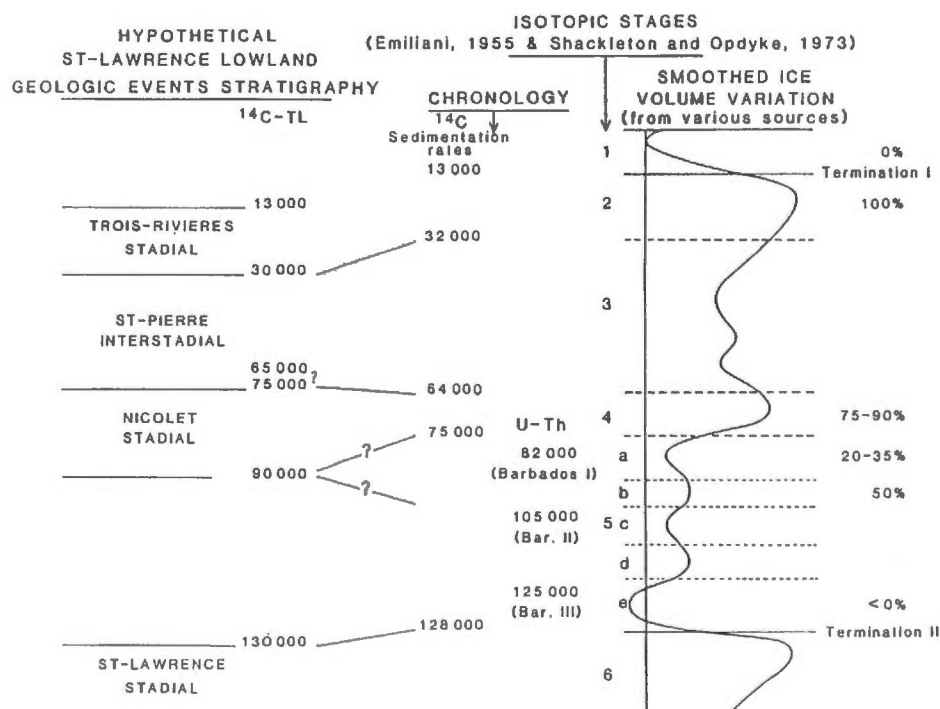


Figure 3.2 Corrélations hypothétiques des événements géologiques quaternaires des Basses-Terres du Saint-Laurent avec la stratigraphie océanique (Tirée de Lamothe 1985).

Dans la vallée moyenne du Saint-Laurent, les sédiments à Lampsilis se trouvent sous la forme de silts lacustres et de sables littoraux régressifs immédiatement sous-jacents aux dépôts holocènes qui occupent le sommet de la colonne stratigraphique. Les âges acceptés sont de 9,8 ka ^{14}C BP (terrasse de Rigaud), 8,8 ka ^{14}C BP (terrasse de Montréal) et 8 ka ^{14}C BP (terrasse de Saint-Barthélémy) (Parent *et al.*, 1985). Les travaux de maîtrise de Stéphanie Ouimet (UQAM) tentent notamment de préciser et de valider le cadre chronologique des événements holocènes dans la vallée moyenne du Saint-Laurent grâce à l'utilisation de la luminescence.

Lamothe (1989) introduisit un nouveau cadre stratigraphique (Figure 3.3) contenant deux nouvelles unités lithostratigraphiques (Sables de Lotbinière et Till de Lévrard) ainsi que trois unités climatostratigraphiques (Stade du Saint-Laurent, Interstade de Grondines et Interstade Les Becquets).

Occhietti (1990) et ses étudiants publièrent subséquemment les résultats de leurs recherches dans une série d'articles parus dans la revue *Géographique physique et Quaternaire*. Celui de Ferland et Occhietti (1990a), propose une révision du stratotype des Sédiments de Saint-Pierre, qui selon les constatations des auteurs, seraient emboîtés dans une unité argileuse d'origine marine nouvellement identifiée: l'Argile de La Pérade (Ferland et Occhietti, 1990b). Une corrélation a été tentée par Ferland et Occhietti (1990b) sur la base de la position stratigraphique de l'Argile de La Pérade sous les Sédiments de Saint-Pierre et de l'âge ainsi présumé supérieur à 75 ka (Stuiver *et al.*, 1978). L'épisode glaciomarin de la Mer de Cartier marquerait donc selon Ferland et Occhietti (1990b) la fin d'un des deux épisodes froids du Sangamonien, en l'occurrence les stades isotopiques 5d ou 5b, ou la fin du Wisconsinien inférieur (transition du stade 4 au stade 3). Dans la synthèse publiée par Occhietti *et al.* (1996), un âge de ~98 ka basé sur des mesures IRSL est proposé pour l'Argile de La Pérade, ce qui correspondrait à la transition 5b/5a.

Bernier et Occhietti (1990) ont pour leur part étudié le «Complexe glaciaire du Cap-Charles», une unité composée de trois zones diamictiques séparées par des sables ou des argiles stratifiées. Cette unité est intercalée entre les turbidites de Parisville, sises immédiatement sous le Till de Gentilly, et les rythmites de Leclercville (Besré et Occhietti, 1990) dont la position stratigraphique n'est pas connue. Cette nouvelle unité lithostratigraphique d'origine glaciaire et antérieure à la dernière glaciation n'a donc pu, faute de repères, être replacée dans le cadre stratigraphique régional par les auteurs.

Pour leur part, Besré et Occhietti (1990) ont proposé une étude approfondie sur la base de critères intrinsèques permettant de distinguer trois unités laminées présentes dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, soit les Varves de Deschaillons, les Rythmites du Saint-Maurice et les rythmites de Leclercville. Selon ces auteurs, cette dernière unité laminé distincte ne peut avoir d'appellation formelle étant donnée sa position stratigraphique incertaine. En effet, Besré et Occhietti (1990) se base sur le fait que les Sédiments de Saint-Pierre, les Rythmites du Saint-Maurice et les Sables des Vieilles-Forges n'ont pas été observés dans la région de Leclercville. La principale retombée de ces travaux sera la corrélation entre les rythmites étudiées aux Vieilles-Forges et les *Gray Varves* de Lamothe (1989), et l'introduction du nom

formel de Rythmites du Saint-Maurice pour cette unité. Cette dernière représente un épisode lacustre court à sédimentation saisonnière (Clet et Occhietti, 1996) succédant aux Sédiments de Saint-Pierre d'origine fluviale (Lamothe, 1985). Toutefois, Besré et Occhietti (1990) émettent l'hypothèse que les Sédiments de Saint-Pierre, les Rythmites du Saint-Maurice et les Sables des Vieilles-Forges puissent constituer une seule et unique formation.

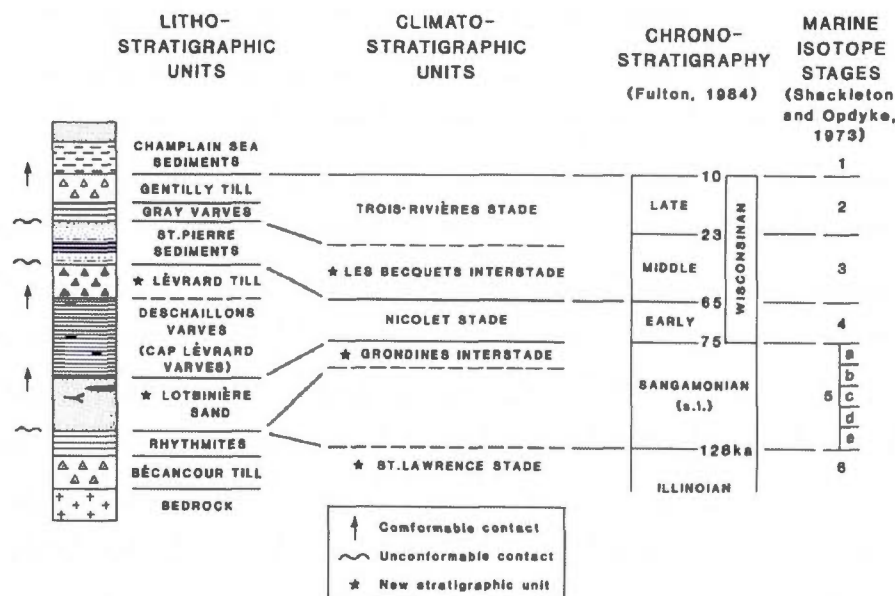


Figure 3.3 Schéma stratigraphique révisé du Pleistocène des Basses-Terres du Saint-Laurent et corrélations proposées avec la stratigraphie océanique (D'après Lamothe, 1989).

Occhietti (1990) présente une synthèse de la séquence stratigraphique du Pléistocène dans la vallée moyenne du Saint-Laurent à partir de ses observations personnelles et de celles réalisées par ses étudiants. Les modifications les plus importantes apportées au cadre stratigraphique régional concernent la séquence sédimentaire débutant avec les Sédiments de Saint-Pierre, ces derniers reposant en discordance sur les unités sous-jacentes, et se terminant avec la mise en place des sédiments holocènes (Occhietti, 1990).

Par la suite, Héту *et al.* (1995) décrivent des dépôts de versants associés aux Rythmites du Saint-Maurice à la coupe de Saint-Sylvere (Gadd, 1955; 1971; LaSalle, 1984). Sur la base des observations faites, ils purent ainsi déterminer que les sables stratifiés sus-jacents aux

rythmites, auparavant corrélés par Gadd (1955; 1971) avec les Sédiments de Saint-Pierre, étaient, de par leur position stratigraphique, équivalents aux Sables des Vieilles-Forges jusque-là identifiés uniquement sur la rive nord du fleuve Saint-Laurent.

Les derniers travaux touchant au cadre stratigraphique régional ont été faits par Clet et Occhietti (1996), plus spécifiquement sur la sous-séquence formée des Sédiments de Saint-Pierre, des Rythmites du Saint-Maurice et des Sables des Vieilles-Forges. En effet, ils ont procédé à l'interprétation palynologique et paléoenvironnementale d'une dizaine de sites répartis dans la vallée moyenne et dans l'estuaire du Saint-Laurent dont l'inventaire lithostratigraphique avait été réalisé auparavant. Sur les bases de cette analyse biostratigraphique, Clet et Occhietti (1996) ont ainsi confirmé la séquence sédimentaire postérieure à l'emboîtement des Sédiments de Saint-Pierre dans la vallée moyenne du Saint-Laurent présentée par Occhietti (1990). Cependant, les auteurs prirent soin de souligner la problématique touchant à la position chronostratigraphique de l'Argile de La Pérade.

Le cadre stratigraphique régional défini par Lamothe (1989) et modifié par Clet et Occhietti (1996) pour la sous-séquence formée des Sédiments de Saint-Pierre, des Rythmites du Saint-Maurice et des Sables des Vieilles-Forges est donc formellement utilisé dans la présente étude afin de corréler entre elles les différentes unités lithostratigraphiques identifiées dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (Figure 3.4).

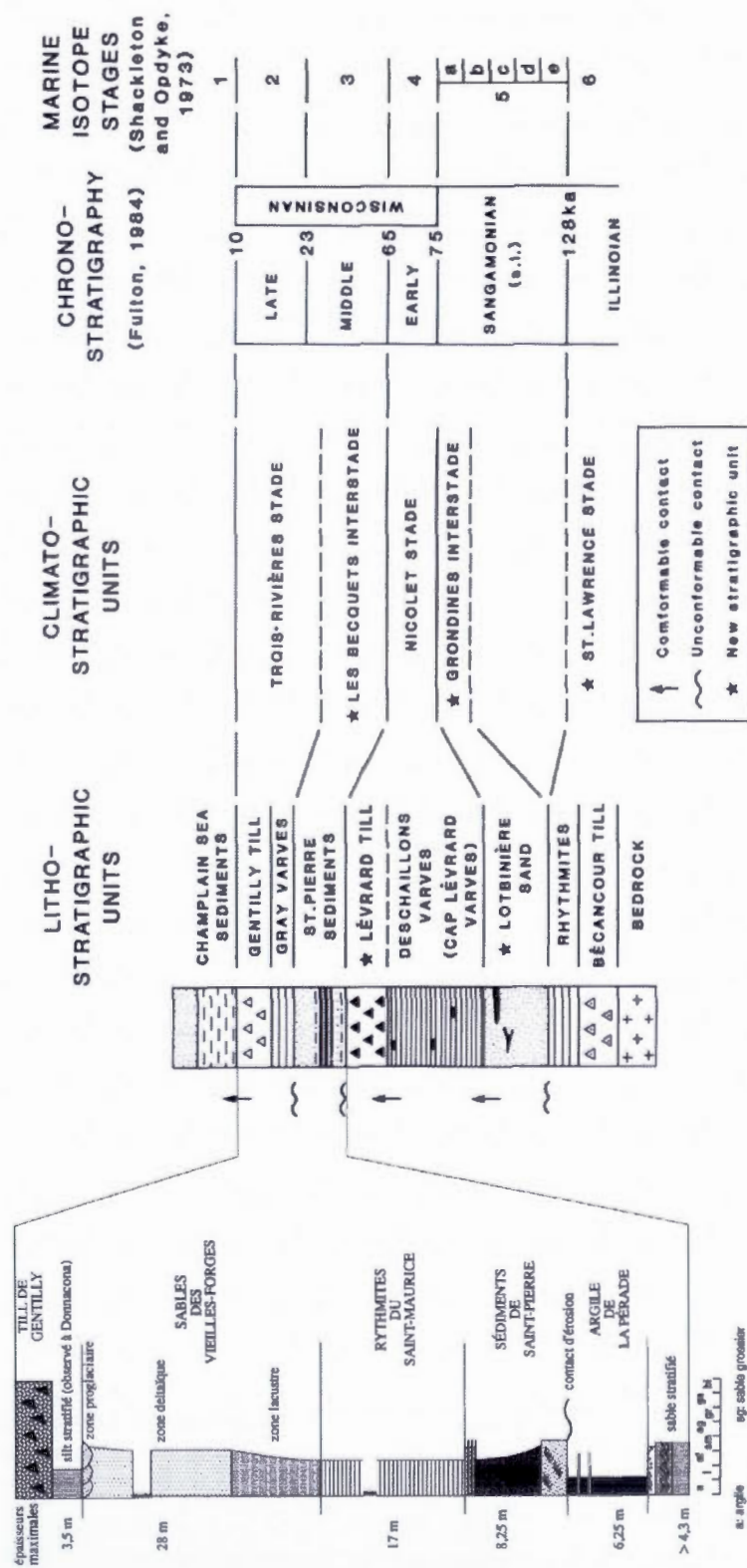


Figure 3.4 Cadre stratigraphique régional d'après Lamothe (1989) et Clet et Occhietti (1996) pour la partie centrale des Basse-Terres du Saint-Laurent.

3.1.2 Évolution du cadre stratigraphique régional des Appalaches du Sud du Québec

Dans les Appalaches du Sud du Québec, le premier cadre stratigraphique régional (Tableau 4.1) proposé par McDonald et Shilts (1971) soutenait essentiellement que trois épisodes glaciaires distincts avaient été enregistrés dans la région depuis le dernier interglaciaire qui était représenté à l'époque par les sédiments pré-Johnville. Du plus vieux au plus jeune, ces trois événements glaciaires avaient été formellement identifiés comme les tills de Johnville, de Chaudière et de Lennoxville, tous mis en place au Wisconsinien. Ce premier cadre stratigraphique, désigné de façon pratique comme le "cadre traditionnel" par Parent (1987), signalait également la présence de sédiments stratifiés intercalés avec les tills qui étaient considérés comme l'enregistrement d'intervalles non-glaciaires significatifs (Massawippi et Gayhurst) entre chacune des phases glaciaires.

Tableau 3.1 "Cadre stratigraphique traditionnel" des unités mises en place au Pléistocène supérieur pour le Sud-Est du Québec (tiré de Parent, 1987; d'après McDonald et Shilts, 1971: Table 1)

Time-Stratigraphic Unit		Rock-Stratigraphic Unit	Chronologic Control
W I S C O N S I D E R A B L E	L	post-Lennoxville sediments	12,640 \pm 190 (GSC-312;peat)*
	A		12,570 \pm 220 (GSC-419;peat)**
	T		12,000 \pm 230 (GSC-936; marine shells)
	E		11,500 \pm 160 (GSC-475-2; marine shells)
	H	Lennoxville Till	
	I	Gayhurst Formation	>20,000 B.P. (GSC-1137) ca. 4000 varves
	D		
	L	Chaudière Till	
	E		
	E	Massawippi Formation	>54,000 B.P. (Y-1683) >41,000 B.P. (GSC-507) >40,000 B.P. (GSC-1084)
	A		
	R	Johnville Till	
	L		
	Y		
pre-Wisconsin stage(s)		pre-Johnville sediments	

* GSC-312 comes from organic clay at the base of the Petit Lac Terrien core and is considered as probably anomalous due to contamination by old carbonates (Mott, 1977)

** GSC-419 comes from clay containing "some plant detritus" and may also be anomalous (see discussion in Terasmae and Lasalle, 1968: p. 255-256)

Subséquemment, les travaux de Lamarche (1971; 1974) et Lortie (1976) sur les écoulements glaciaires dans les Appalaches du Sud-Est du Québec (voir Section 2.2) apportèrent des modifications au premier cadre stratigraphique régional. En effet, leurs observations relatent la présence d'un système d'écoulement glaciaire montrant une tendance générale vers le nord, largement prédominant sur le territoire étudié, et recoupant les mouvements plus vieux. Ces observations ont mené Lamarche (1971; 1974) et Lortie (1976) à conclure à un renversement de l'écoulement glaciaire le long de la marge nord-ouest des hautes-terres appalachiennes du Sud-Est du Québec à la fin du Wisconsinien supérieur. L'influence de la topographie et l'incursion de la Mer de Champlain dans la vallée du Saint-Laurent étaient les mécanismes envisagés par Lamarche et Lortie pour expliquer le renversement de l'écoulement glaciaire. De cette interprétation, il fut par la suite fortement envisagé que le développement présumé d'une baie de vélage progressant rapidement dans la vallée du Saint-Laurent, tel que proposé par Gauthier (1975), Lortie, (1976), Gadd (1976), Shilts (1976) et étudié plus en détail par Thomas (1977), avait permis d'isoler dans un laps de temps relativement court une calotte résiduelle appalachienne. Cette hypothèse permettait du même coup d'expliquer des âges ^{14}C anormalement élevés obtenus à partir de coquilles marines dans la Vallée de l'Outaouais (Parent et Occhietti, 1988, rapportant les résultats de Richard, 1974 et 1978). Il était cependant acquis, et ce peu importe l'extension réelle de l'incursion glaciomarine, qu'une ou plusieurs masses de glace distinctes ou non avaient été isolées de la calotte laurentidienne.

Il faudra attendre les publications de Shilts (1976; 1981; 1982) subséquemment aux travaux de ce dernier avec Gadd et McDonald (1972) afin de voir un progrès significatif dans la tentative d'intégration de l'épisode d'écoulement glaciaire vers le nord au cadre stratigraphique traditionnel. Notamment, l'existence de ce que Shilts nomma le *Quebec Ice Divide* avait l'avantage d'englober la majeure partie des données disponibles à l'époque tout en permettant de corréliser les mouvements vers le nord avec d'autres éléments quaternaires régionaux.

Les éléments concordants de même que les questions qui étaient toujours en suspens suite aux travaux de Shilts sont d'ailleurs énumérés dans Parent (1987, p.11-13). Le "cadre stratigraphique révisé" qui en découla est illustré à la Figure 3.5 (tirée de Parent, 1987; d'après Shilts, 1981).

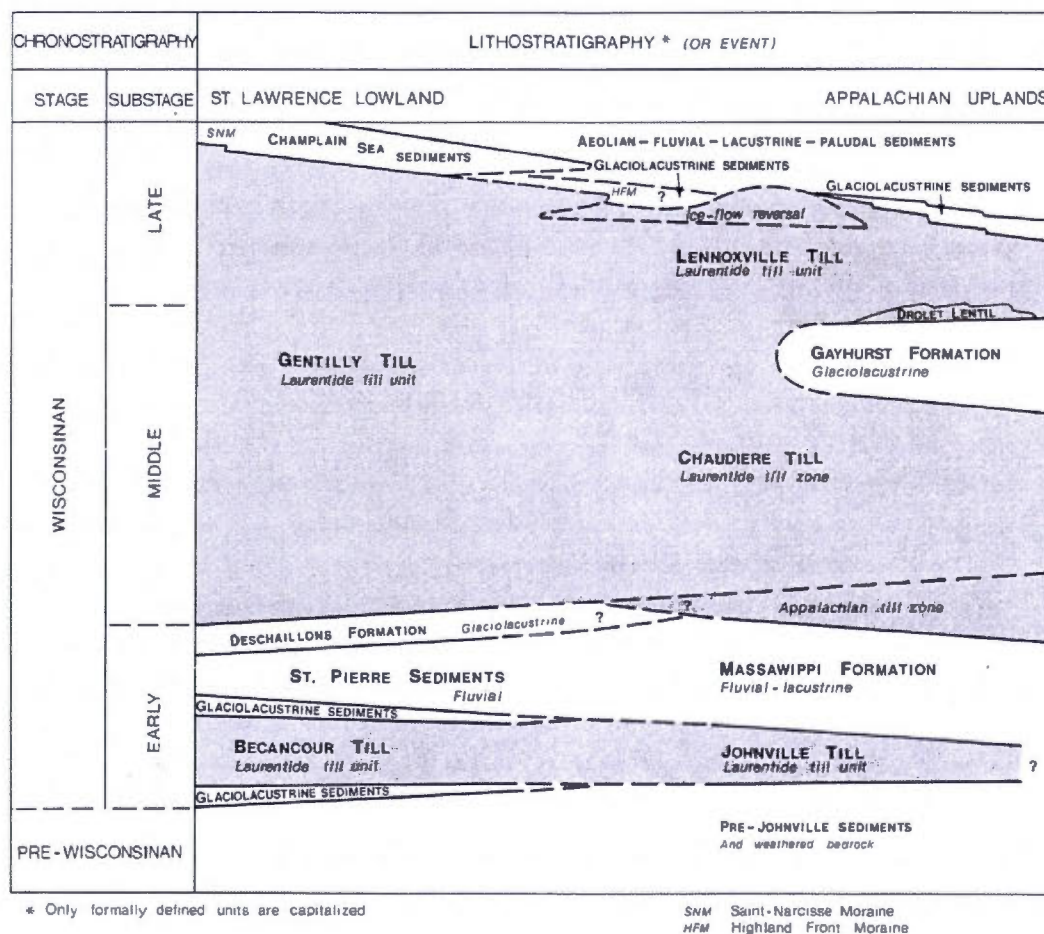


Figure 3.5 Cadre stratigraphique révisé pour les unités du Pléistocène supérieur du Sud du Québec, principalement d'après Gadd *et al.* (1972) et Shilts (1981).

Le dernier ajout au cadre stratigraphique des Appalaches du Sud du Québec se fera avec les travaux de Parent (1987) dans le cadre de son doctorat dans la région d'Asbestos-Valcourt. En effet, il mentionna la présence de varves contenant des ostracodes (*Candona subriangulata*) et reposant sous les argiles marines à la section type de la rivière Landry, près de Danville. Le nom de *Lac Candona* pour identifier l'étendue glaciolacustre et de *Varves de Danville* comme stratotype des sédiments pré-Mer de Champlain furent proposés, respectivement, par Parent et Occhietti (1988) et Parent et Occhietti (1999). La présence de ces varves vint donc modifier pour une troisième fois la chronologie des événements entourant la déglaciation au Wisconsinien supérieur dans la vallée du Saint-Laurent et le long de la marge appalachienne.

Subséquent à l'article de Lamothe (1989), les corrélations autrefois faites entre les unités présentes dans les Appalaches du Sud du Québec et celles de la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent s'avérèrent beaucoup plus ardues. Lamothe *et al.* (1992) proposèrent donc deux hypothèses permettant de corréler les unités stratigraphiques présentes dans la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent et celles des Appalaches du Sud du Québec (Figure 3.6). Depuis, les travaux doctoraux de Caron (2012) sur la formation de Gayhurst et ceux réalisés sur les Sables des Vieilles-Forges (voir Chapitre V) ne permettent toujours pas de faire ressortir clairement une des deux hypothèses sur une base strictement lithostratigraphique. Au point de vue géochronologique cependant, la tendance semble montrer que l'hypothèse A serait la plus probable (voir Figure 3.6). Cet aspect est développé plus loin au Chapitre V.

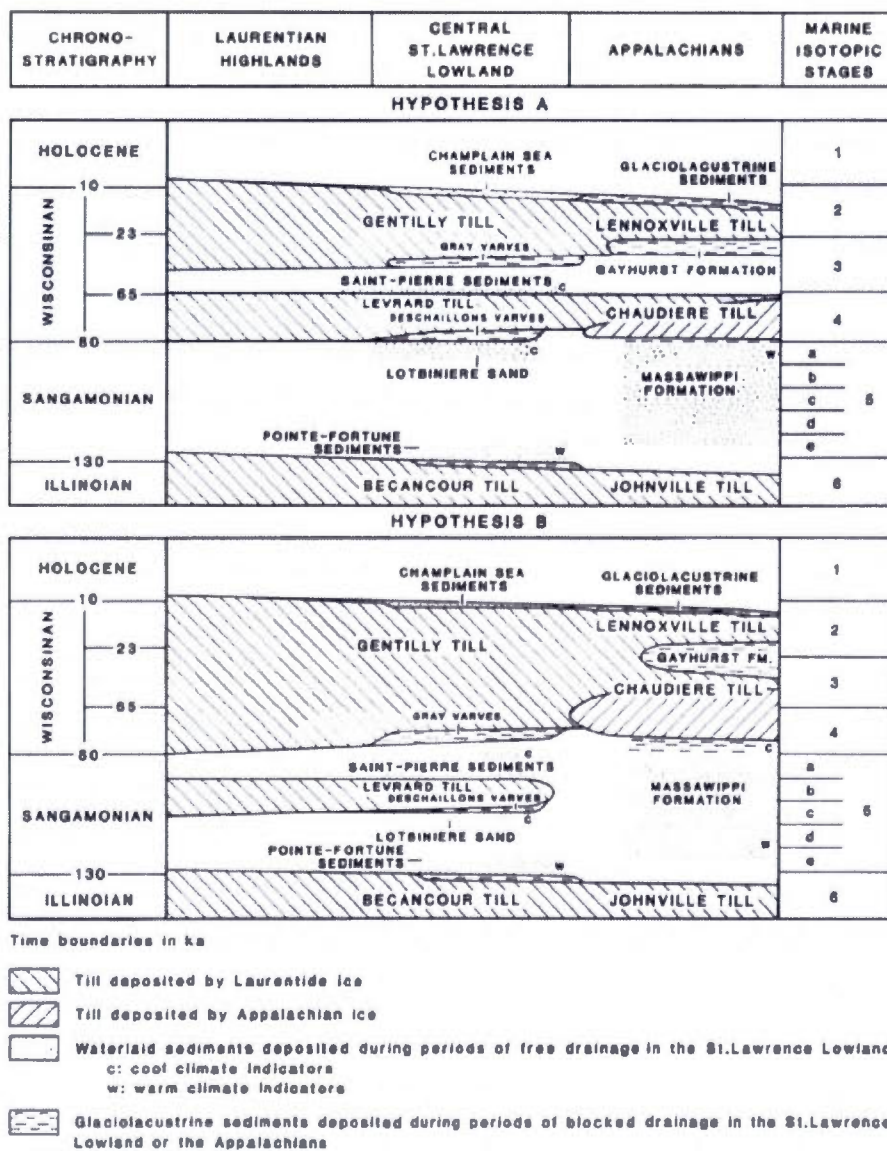


Figure 3.6 Superpositions et corrélations stratigraphiques entre les unités lithostratigraphiques du Bouclier canadien, de la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent et des Appalaches du Sud du Québec (Lamothe *et al.*, 1992).

3.2 Localisation des coupes étudiées, interprétations, corrélations lithostratigraphiques et comptages pétrographiques.

Une cinquantaine de coupes stratigraphiques, situées principalement de long des rivières Bécancour, Blanche, Gentilly et de la Petite rivière du Chêne ont été visitées en 2010 afin d'évaluer l'extension régionale ainsi que l'architecture verticale des dépôts quaternaires (Figure 3.7). Les coupes exhibant des sédiments antérieurs à la dernière glaciation et parfois une stratigraphie complexe qui ont été étudiées au cours des travaux de terrain sont décrites plus en détail dans cette section. Elles ont toutes été interprétées en fonction du cadre stratigraphique en vigueur dans la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent (Lamothe, 1989; Clet et Occhietti, 1996).

3.2.1 Rivière Blanche

Deux coupes exhibant des sédiments antérieurs à la dernière glaciation ont été étudiées dans le même secteur. Elles se situent de part et d'autre de la rivière Blanche, à plus ou moins 1,3 km au sud-est de Précieux-Sang (Figure 3.8). À la coupe P10-026 (Figure 3.9), l'unité de base est formée par 2,7 m de sédiments rythmés dans lesquels la rivière est encaissée qui sont corrélés aux Rythmites du Saint-Maurice. Ces rythmites, qui ne contiennent pas de matière organique, sont constituées d'alternances de lits silto-argileux et sableux (sable fin à moyen) montrant parfois des structures de courant et des signes d'oxydation. Un banc argilo-silteux, montrant des structures de courant et mesurant 30 cm d'épaisseur forme le sommet de cette unité. Il marque également la transition avec l'unité sus-jacente qui est formée par 5,1 m de sable fin homogène moyennement lâche et lité, parfois entrecoupé de lits grossiers plus silteux. Des structures de courant (rides principalement) sont visibles vers la base de l'unité de même que d'éventuelles structures deltaïques (lits frontaux) et des chenaux entrecroisés. Toutefois, aucune mesure de paléocourant n'était possible étant donné l'état de la coupe. Des galets mous et des signes d'oxydation ont été observés dans cette unité sableuse. Au sommet de cette dernière, on retrouve 0,75 m de sable grossier massif et rougeâtre (oxydé) moyennement compact qui est suivi d'un banc de 0,4 m de silts argileux finement lités. Un

horizon graveleux contenant des clastes centimétriques marque la transition avec les 1,2 m suivant qui sont formés de silts argileux et sables silteux lités contenant parfois des clastes centimétriques et montrant des signes d'oxydation. D'une puissance totale de 7,5 m, cette unité a été corrélée à partir de sa position stratigraphique avec les Sables des Vieilles-Forges.

On retrouve par la suite en discordance 7,5 m de dépôts associés à la phase profonde de la Mer de Champlain. À la base de cette unité, l'argile massive aux teintes bleue et grise passe graduellement à des lits de sable grossier d'environ 1 cm d'épaisseur jusqu'à 3,4 m du sommet de l'unité. Par la suite, même si leur épaisseur demeure constante sur toute la puissance de l'unité, ces lits changent de composition et passent du sable grossier au sable fin silteux, tandis que ceux formés d'argile passent à la couleur brunâtre. À partir de 2,7 m du sommet de l'unité, ces lits deviennent également plus espacés avec une moyenne de distance d'environ 10 cm entre chaque lit. Par la suite, l'espacement entre les lits de sable fin silteux diminue graduellement vers le sommet de l'unité où ils se retrouvent intercalés dans des lits de 5 cm d'épaisseur d'argile pure de couleur grise. Le sommet de l'unité glaciomarine est formé par environ 1,5 m de sable fin silteux et d'argile de couleur grise grossièrement lités avec à la base de l'unité des lentilles de sable grossier (unité de transition sublittorale). L'unité formant le sommet de cette coupe mesure environ 1 m d'épaisseur et est constituée de sable fin silteux homogène et oxydé montrant des structures de courant (lits plans et rides). Aucune mesure de direction n'était possible étant donnée l'aplomb de la coupe. Cette unité a été corrélée avec les sédiments du Lac à Lampsilis.

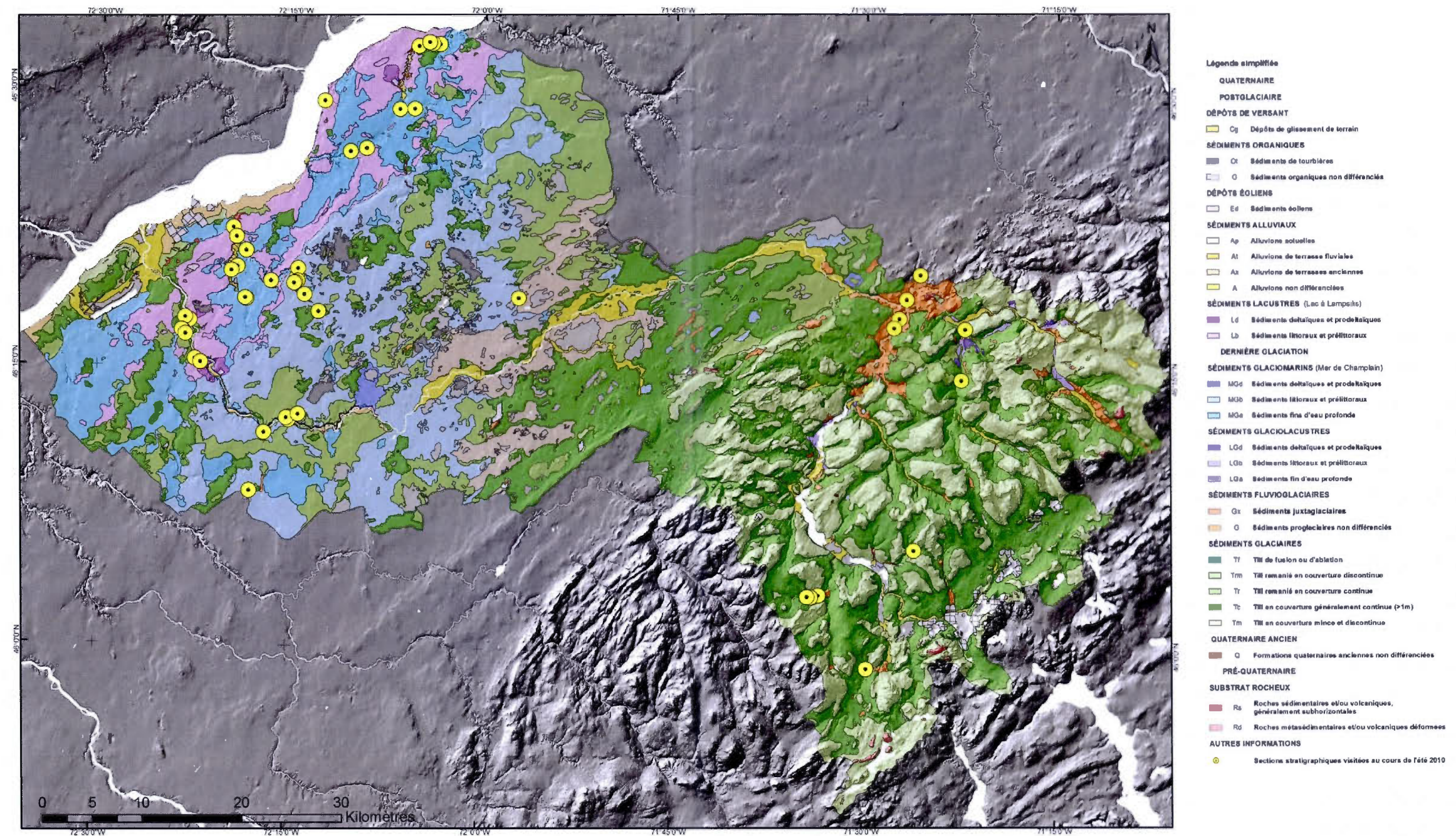


Figure 3.7 Localisation des coupes stratigraphiques visitées au cours des travaux de terrain de 2009 et 2010.

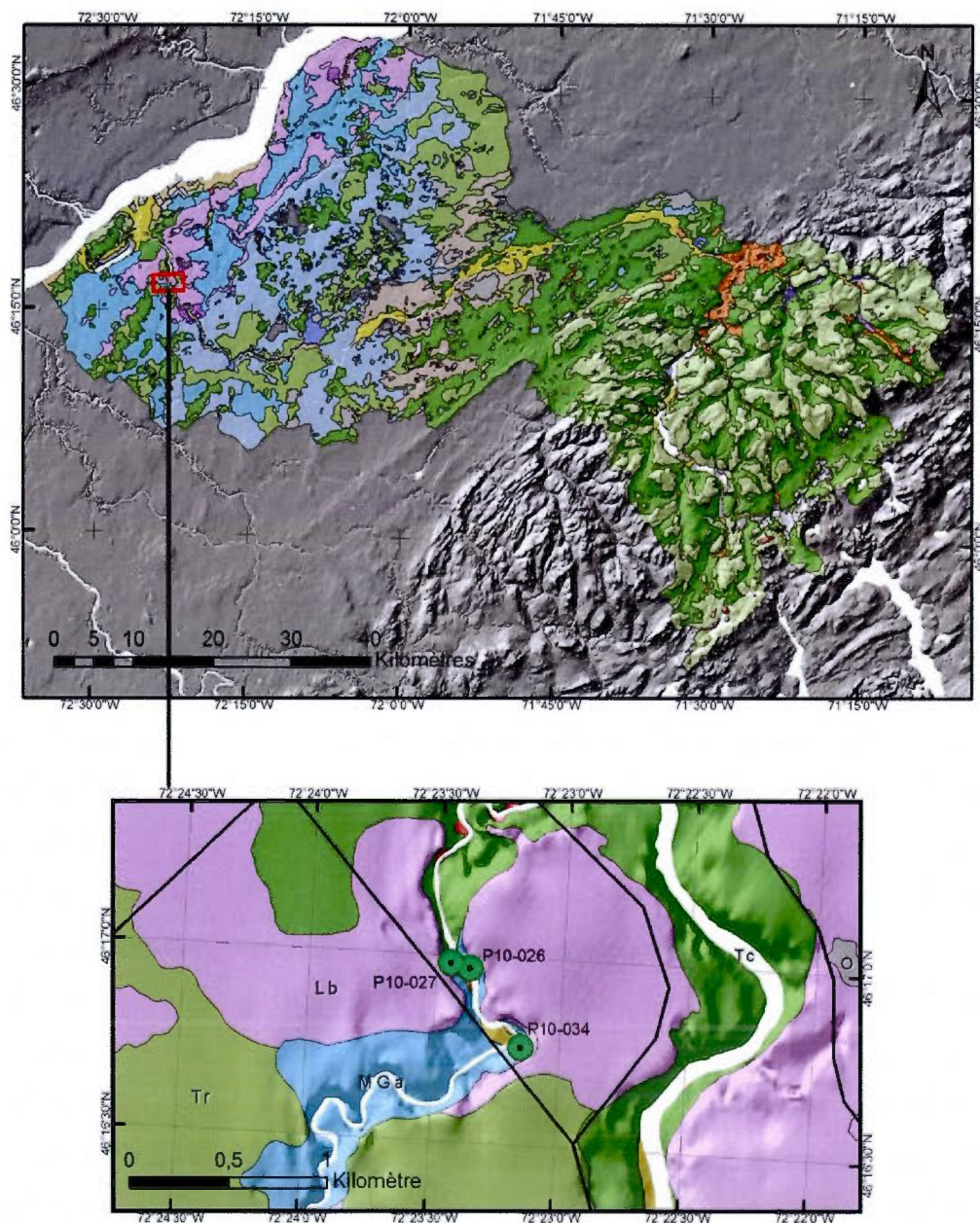


Figure 3.8 Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Blanche.

Rivière Blanche

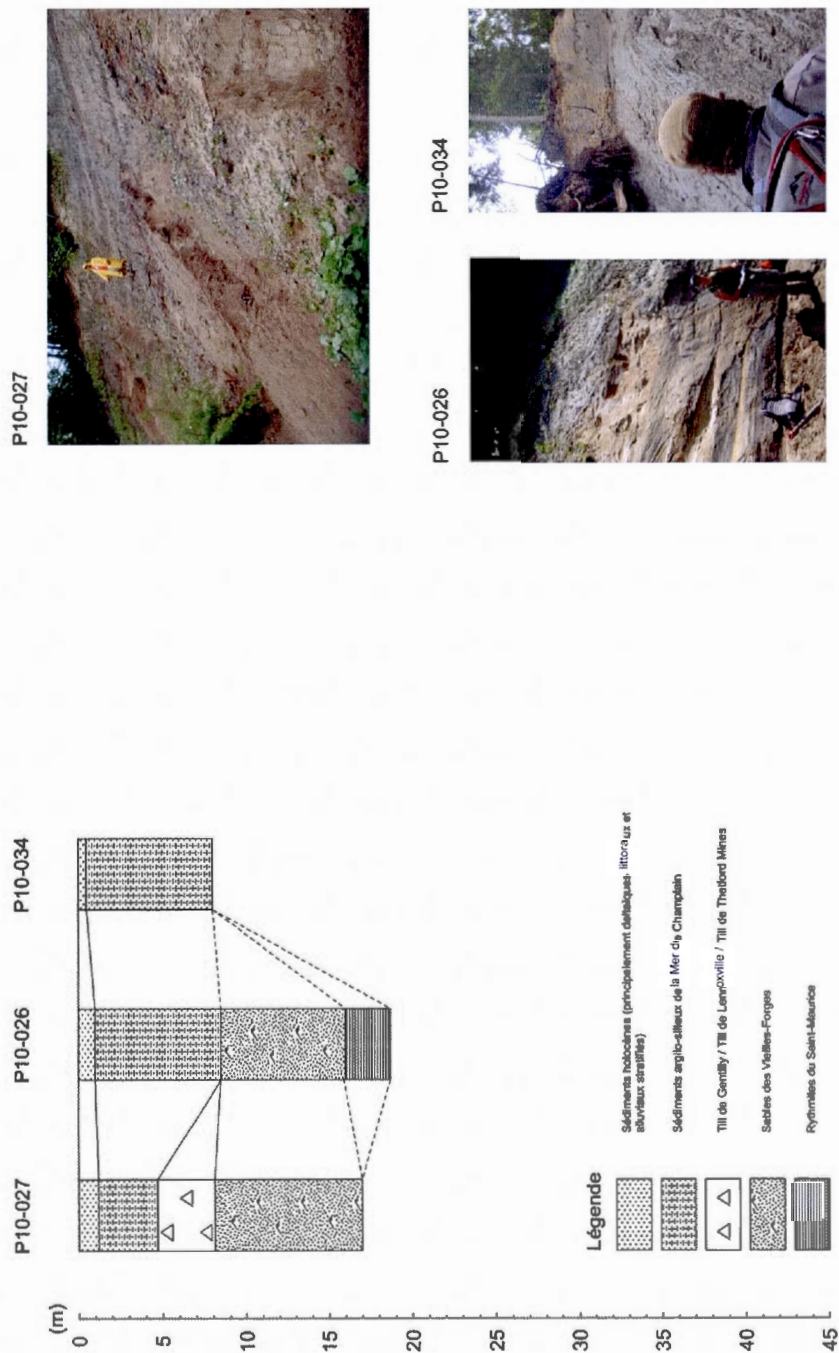


Figure 3.9 Corrélations lithostratigraphiques pour la rivière Blanche.

La coupe P10-027 (Figure 3.9) se situe à une cinquantaine de mètres en aval sur la rive opposée à la coupe P10-026 (Figure 3.8). Quelques 3,0 m d'éboulis jusqu'au niveau de la rivière forment la base de la coupe P10-027. La première unité observée à partir de la base a été corrélée avec les Sables des Vieilles-Forges. On retrouve 8,9 m d'alternances de bancs de sable fin contenant beaucoup de minéraux lourds (disposés principalement sous la forme de lits plans) et de lits de sable grossier et de gravillon constitué en majeure partie de fragments de Queenston. Les alternances ne sont pas régulières et les lits de sable grossier et de gravillon sont de couleur rougeâtre. On retrouve directement à la base de l'unité, ainsi que 0,35 m plus haut, des lits silto-argileux compacts de 10 à 15 cm d'épaisseur. De plus, des galets mous ont été observés dans le sable au sommet de l'unité.

La base de l'unité sus-jacente est formée par un mélange de diamicton d'injection, de sable grossier et de gravillon d'origine fluvioglaciaire. Le premier 0,6 m est constitué par des alternances de lits massifs silto-argileux et de lits de sable fin. Des lentilles de sédiments fluvioglaciaires (sable fin) apparaissent ensuite. La portion sommitale de cette unité est quant à elle constituée d'un diamicton rouge compact, à matrice argilo-silteuse, contenant de 5 à 10% de clastes subanguleux et réagissant fortement au HCl. La matrice devient très sableuse pour le dernier mètre de l'unité. Sur la base de ces observations et de sa position stratigraphique, cette unité diamictique d'une puissance de 3,3 m a été corrélée avec le Till de Gentilly (Figure 3.10).

3.2.2 Rivière Bécancour (sections basse et centrale)

Plusieurs coupes stratigraphiques d'intérêt se retrouvent dans les sections basse et centrale de la rivière Bécancour. En partant de l'aval vers l'amont, on retrouve en premier lieu la coupe P10-018 qui correspond à la coupe 21 de Gadd (1955; 1971) (Figure 3.12). Cette dernière est localisée à environ 6 km au sud-est de la municipalité de Bécancour sur la rive sud-ouest de la rivière du même nom, en aval de l'embouchure de la rivière Blanche (Figure 3.11). On retrouve à la base de cette coupe 17,4 m de shales rouges altérés du Groupe de Queenston (Formation de Bécancour). Le socle est surmonté par 3,2 m de till silto-argileux de couleur

rougeâtre, lâche, réagissant fortement au HCl et contenant environ 5% de clastes, dont certains provenant du bouclier précambrien. Ce dernier a été corrélé au Till de Gentilly.



Figure 3.10 Unité diamictique corrélée avec le Till de Gentilly à la coupe P10-027.

On retrouve par la suite la coupe P10-017 qui correspond aux coupes 26 et 27 de Gadd (1955) (Figure 3.12). Cette coupe est située à un peu plus de 7 km en amont de Bécancour, le long de la rive nord-est de la rivière Bécancour, en face de la confluence de la rivière Blanche avec cette dernière (Figure 3.11). La base de la coupe est constituée de 5,1 m de shales rouges, dont les 1,6 m supérieurs sont fortement altérés. On retrouve par la suite 3,6 m d'un mélange hétérogène de couleur rougeâtre d'argile, de silts, de sables (fin, moyen, grossier), de graviers, cailloux et de blocs réagissant fortement au HCl (Figure 3.13A).

La présence de lentilles plus sableuses vers le sommet de l'unité a également été notée. Ce mélange contient entre 60 et 70% des clastes anguleux, subanguleux et arrondis. L'hypothèse d'une mise en place en contact glaciaire, auparavant évoquée par Gadd (1955), demeure la plus envisageable pour cette unité. Cependant, il est plus hasardeux d'appuyer ou de discréditer l'hypothèse de la moraine de récession évoquée par le même auteur sur la base de l'unique présence du till rouge associé à cette unité morainique sur plusieurs km au sud de cette coupe.

Cette unité est surmontée par 2,7 m d'alternances de lits de sable très fin et de silts (environ 2 cm d'épaisseur) et de lits d'argile silteuse massive (environ 10 cm d'épaisseur) (Figure 3.13B). Les lits silto-sableux sont plus importants en épaisseur vers la base de l'unité, avec un lit de 10 cm à la base de cette dernière. Cette unité pourrait, selon toute vraisemblance, avoir été mise en place dans un lac proglaciaire. Cette hypothèse est appuyée par la présence de l'unité sus-jacente formée de 9,3 m de till. Ce dernier est de couleur rougeâtre et réagit fortement au HCl sur toute la puissance de l'unité. Très argileux vers le sommet, il est plus fissile et argileux vers le milieu et devient plus grisâtre et argileux à la base. Ce till contient entre 10 et 15% de clastes, dont plusieurs précambriens, et est peu compact sur toute la hauteur de l'unité qui a été corrélée avec le Till de Gentilly (Figure 3.13C).

Un peu plus en amont de la rivière Bécancour, la coupe BEC 1.1-Riv. (Figure 3.12) est située à environ 4,5 km au sud-est de Précieux-Sang le long de la rive nord-ouest (Figure 3.11). L'unité de base (4,2 m) de cette coupe, qui est corrélée aux Rythmites du Saint-Maurice, est constituée de rythmites silto-argileuses, dont les 70 premiers cm sont situés sous le niveau de la rivière, qui passent graduellement à des rythmites argilo-silto-sableuses vers le sommet de l'unité (Figure 3.14A). On note également la présence de matière organique dans plusieurs lits argileux. Un contact graduel marque la transition avec l'unité sus-jacente qui est formée par des alternances de bancs de sable fin et de silts-argileux (Figure 3.14B). Des structures de courant telles des lits plans et des rides ascendantes, sans qu'aucune mesure de paléocourant ne soit toutefois possible étant donnée la finesse de ces rides, et des structures de charge ont été observées dans certains lits de ce faciès de 4,6 m d'épaisseur correspondant à la zone lacustre des Sables des Vieilles-Forges (Occhietti, 1979).

Par la suite, le faciès lacustre évolue progressivement vers des sédiments au caractère plus deltaïque. On retrouve pour 9,1 m de sable fin avec des lits plus silteux et argileux, parfois oxydés, et d'épaisseur variable (Figure 3.14C et D). On note la présence de rides ascendantes contenant de la matière organique vers la base de ce faciès (Figure 3.14E). Des mesures ont montré des paléocourants vers N256 et vers N251 à 7,4 et 10,4 m respectivement de la base de cette unité lithostratigraphique (Figure 3.16) d'une épaisseur totale de 13,7 m qui est corrélée aux Sables des Vieilles-Forges.

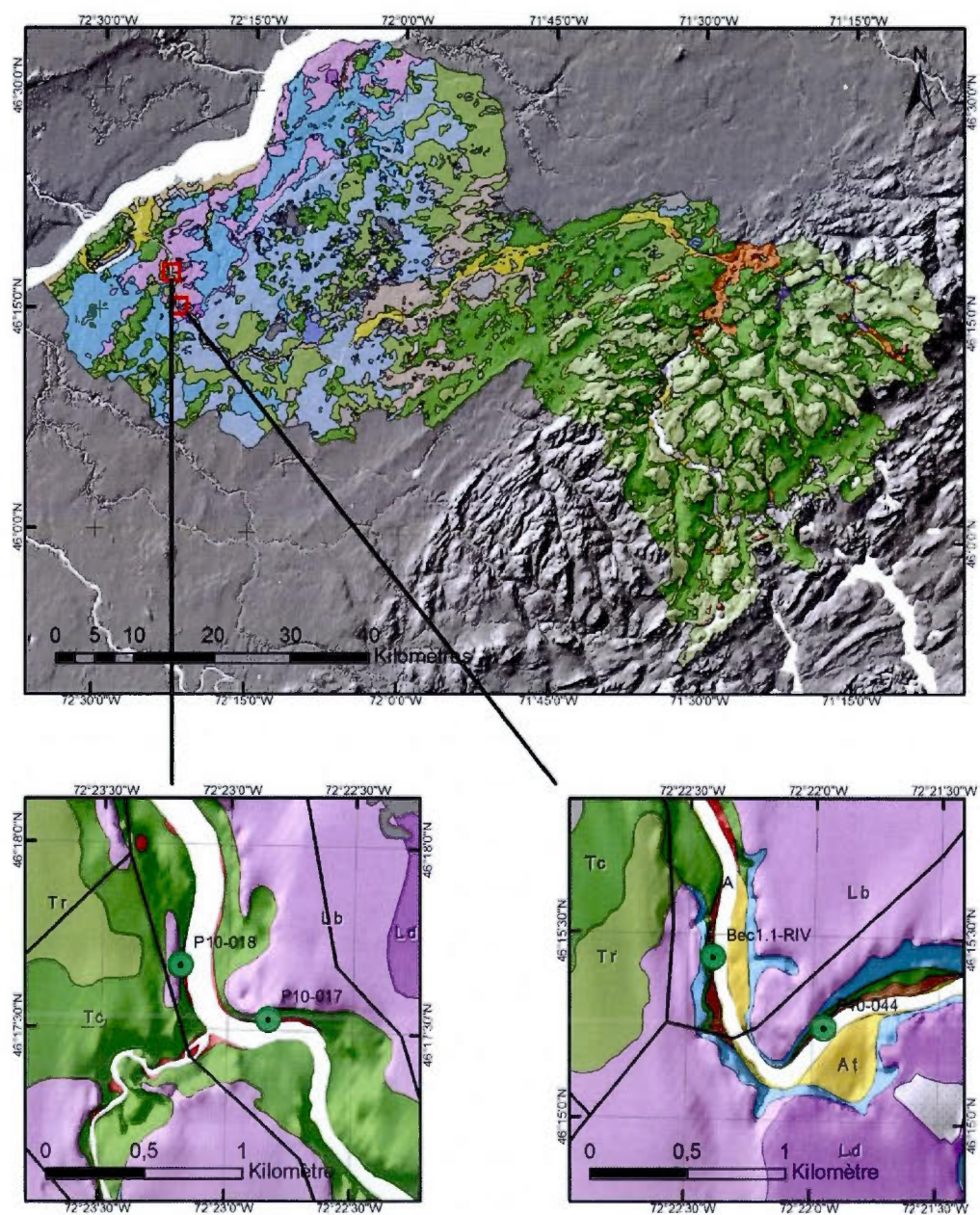


Figure 3.11 Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Bécancour (section basse).

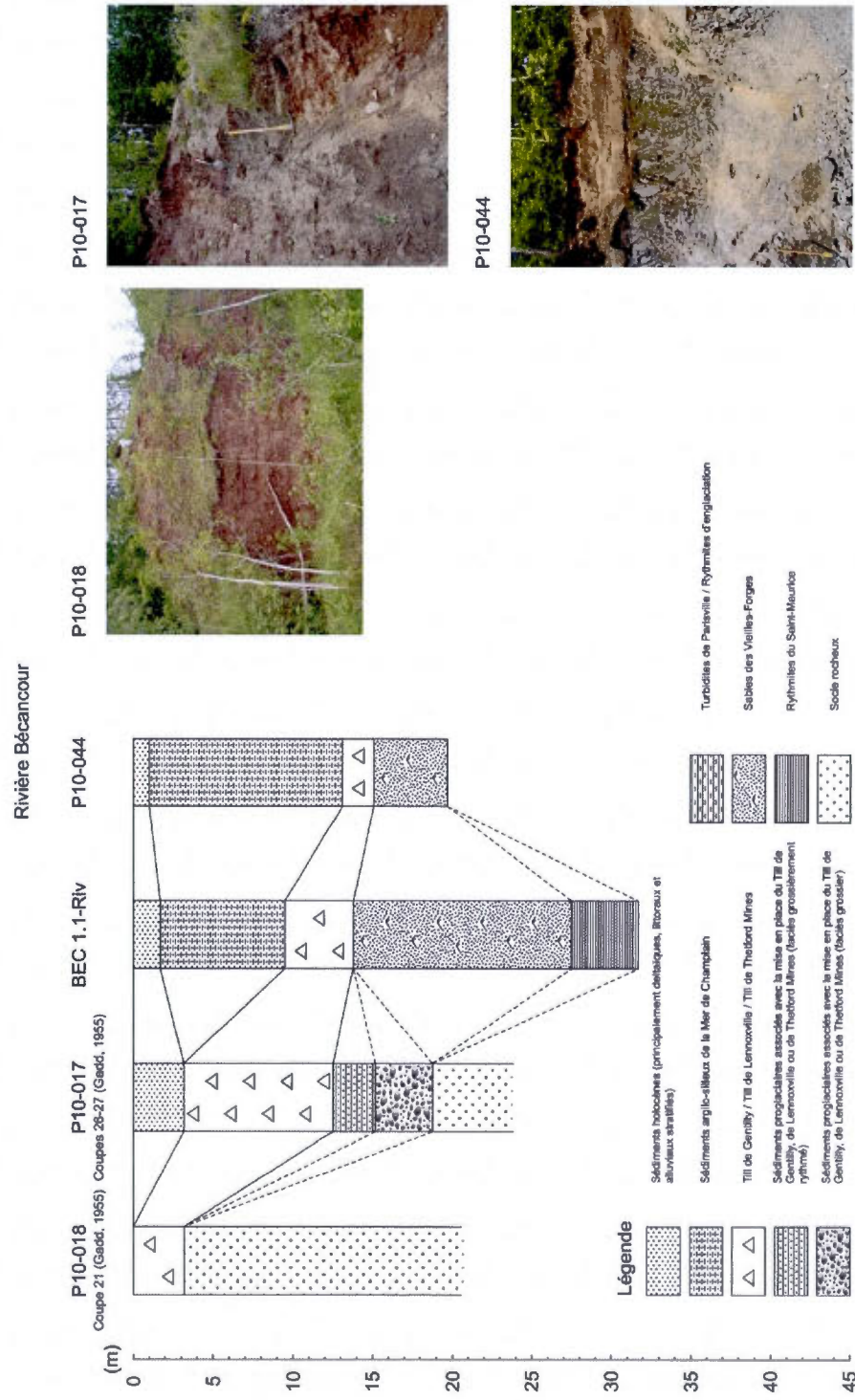


Figure 3.12 Corrélations lithostratigraphiques pour les coupes de la rivière Bécancour (section basse).



Figure 3.13 Coupe P10-017 de la section basse de la rivière Bécancour. A) sédiments de contact glaciaire, B) sédiments glaciolacustres rythmés, C) section stratigraphique au complet. Les shales rouge du Queenston font la longueur du pic.

Le diamicton immédiatement sus-jacent est de couleur grise, très sableux et montre des variations de compacité pour les premiers 1,6 m. On retrouve par la suite une lentille de sable fin à moyen avec des lits plus silteux pour 0,7 m (Figure 3.14F). La pointe du couteau marque le contact diamicton-sable, tandis que le contact avec une unité au faciès de *flow till* est visible dans le coin supérieur gauche photo. Cette interprétation se base sur le caractère très fissile de cette unité et sur une mesure de paléocourant réalisée sur des rides à 25 cm au-dessus de la base de la lentille sableuse qui indique un écoulement vers N180 (Figure 3.16).

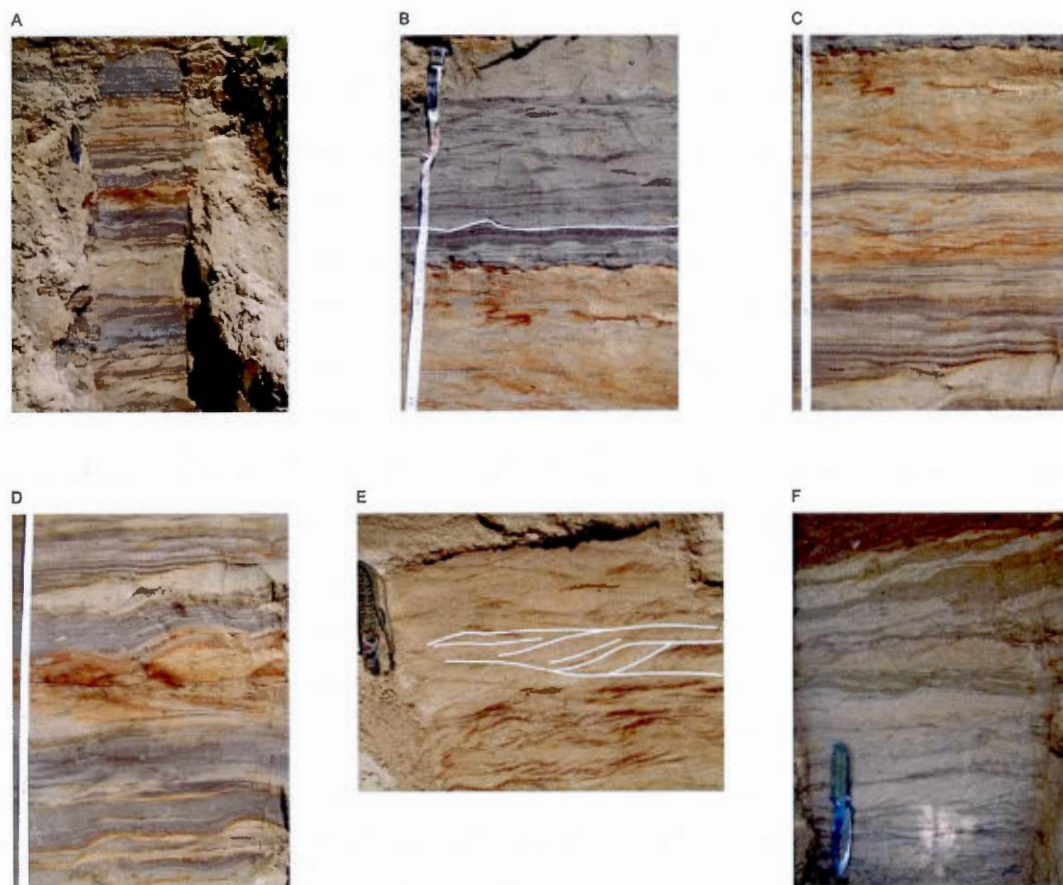


Figure 3.14 Coupe BEC 1.1-Riv.de la section centrale de la rivière Bécancour. A) et B) sédiments corrélés aux Rythmites du Saint-Maurice, C) et D) sédiments corrélés aux Sables des Vieilles-Forges, E) rides ascendantes et matière organique dans les Sables des Vieilles-Forges, F) lentille de sable dans le Till de Gentilly.

Ce sens d'écoulement, qui correspond à un drainage inverse sur la rive sud du fleuve Saint-Laurent, est possible uniquement en mode de déposition pro-glaciaire. Une épaisseur de 2,0 m de ce *flow till* complète donc l'unité lithostratigraphique corrélée au Till de Gentilly qui est d'une épaisseur totale de 4,3 m. La forte représentation de roches en provenance du Bouclier dans les comptages pétrographiques réalisés sur la fraction 4-8 mm de ce till (Figure 3.16) témoigne d'une mise en place de ce dernier par la calotte Laurentidienne. Suivent ensuite 7,8 m d'argile massive de la Mer de Champlain et 1,7 m de sables de régression fin à moyen associés au Lac à Lampsilis qui coiffent cette coupe stratigraphique.

Environ 675 m au sud-est de la coupe BEC 1.1-Riv, un peu plus en amont et sur la rive nord de la rivière Bécancour (Figure 3.11), on trouve la coupe P10-044 (Figure 3.12). On observe à la base de cette dernière 4,3 m d'éboulis avant d'atteindre la rivière. La première unité visible par la suite est corrélée avec les Sables des Vieilles-Forges et mesure 4,6 m d'épaisseur. La base de cette dernière est formée de 3,0 m d'alternances de bancs de sable fin silteux et de bancs de silts argileux déformés et parfois oxydés. Les bancs sableux sont plus grossièrement lités que les bancs argileux. De plus, les bancs sableux s'amincissent vers la base de l'unité tandis que les bancs argileux s'épaississent. Viennent ensuite au-dessus des silts argileux organiques, lités et déformés, d'une épaisseur moyenne estimée à 30 cm et montrant des structures d'anciens chenaux (Figure 3.15A). Un faciès de 1,3 m d'épaisseur composé de sables fins à moyens, homogènes et horizontalement stratifiés, avec certains horizons oxydés et contenant des galets mous au sommet complète l'unité lithostratigraphique des Sables des Vieilles-Forges.

Un till brun, oxydé et au pendage prononcé, à matrice de sable fin, fissile et moyennement compact forme l'unité sus-jacente. Il réagit fortement au HCl et contient environ de 10 à 15% de clastes anguleux dont la majeure partie provient du Bouclier précambrien (Figure 3.16). La base de l'unité est formée par 65 cm de lits déformables constitués de sable fin peu silteux parfois oxydé. On note également la présence d'une lentille de sable fin silteux homogène et oxydée d'une trentaine de centimètres d'épaisseur intercalée dans le dernier mètre de l'unité (Figure 3.15B). Ce till est corrélé avec le Till de Gentilly. L'unité sus-jacente est corrélée avec les sédiments fins d'eau profonde de la Mer de Champlain. On observe à la base 0,8 m de rythmites argilo-silteuses et de sable fin déformées et oxydées (sable fin seulement). On note également la présence d'une lentille d'un mélange de sable fin, moyen et grossier d'environ 10 cm d'épaisseur à la base de ces rythmites. Viennent ensuite 8,8 m d'une argile aux teintes allant du gris au bleu, grossièrement litée, plus foncée et massive vers la base de l'unité et fossilifère au sommet. La partie supérieure de cette unité glaciomarine est formée par 2,5 m d'alternances de lits de sable fin et par un mélange de sable fin et moyen et de silts argileux interstratifiés qui est plus argileux vers le bas de l'unité. Quelques rides trop petites pour mesurer un paléocourant étaient également visibles. La partie supérieure de cette coupe, qui est à ~60 m *asl.*, est formée par environ 1,0 m de sable fin, moyen et grossier et de gravier

centimétrique et décimétrique d'origine fluviale. Cette unité a été corrélée avec les sédiments du Lac à Lampsilis.

Dans la partie centrale de la rivière Bécancour, deux coupes stratigraphiques exhibent des sédiments antérieurs à la dernière glaciation. En effet, la coupe P10-008 (Figure 3.18), qui avait précédemment été étudiée par Hétu *et al.* (1995), a été revisitée au cours de l'été 2010. Cette coupe composite est située à 3,6 km au sud-ouest de Saint-Sylvere sur la rive nord de la rivière Bécancour (Figure 3.17).

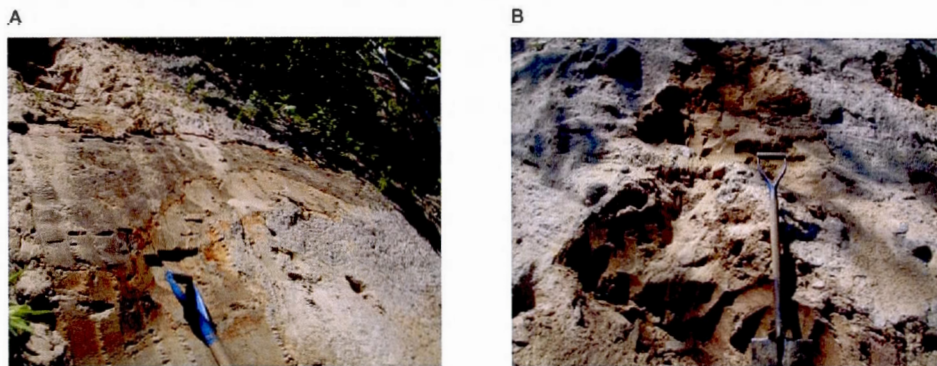


Figure 3.15 Coupe P10-044 de la section centrale de la rivière Bécancour. A) paléochenal dans les Sables des Vieilles-Forges, B) lentille de sable dans le Till de Gentilly.

On retrouve à la base de cette dernière des schistes argileux de l'Ordovicien supérieur du Membre de Breault (Groupe de Lorraine et Formation de Nicolet) qui affleurent au milieu de la rivière Bécancour. Sur la rive, on retrouve à la base de la coupe une épaisseur de 2,0 m de rythmites silto-argileuses aux teintes de gris à brun contenant beaucoup de matière organique qui sont corrélées avec les Rythmites du Saint-Maurice. Le contact entre le roc et les rythmites n'est toutefois pas visible. La base de l'unité supérieure, corrélée avec la zone lacustre des Sables des Vieilles-Forges, est composée sur 2,7 m en ordre d'importance, d'alternances de lits de sable fin silteux (1), de lits de sable fin silto-argileux (le sable fin est très homogène) (2) et de lits silto-argileux (3).

Des structures de courant sont également visibles, soit des rides, des rides ascendantes et des lits plans qui sont parfois oxydés (Figure 3.20A). Les paléocourants mesurés à environ 4,0 m au-dessus du niveau de la rivière ont donné des valeurs vers N280, N290 et N340 (Figure

3.19). Le faciès change pour les 16,1 m suivants. On retrouve, en ordre d'importance, des alternances de lits et de bancs de sable fin (1), de sable fin et de graviers stratifiés contenant couramment des plaquettes de schiste et des galets mous (Figure 3.20B) et de sable fin silteux (3). La présence de rides de courant d'une trentaine de centimètres de hauteur (Figure 3.20C) et de lits plans a également été notée. Certains de ces lits sont d'ailleurs plus oxydés que d'autres. Des mesures de paléocourants ont également été relevées dans ce faciès au caractère plus deltaïque des Sables des Vieilles-Forges. Les mesures obtenues passent de N260 à environ 7,0 m au-dessus du niveau de la rivière, à N304 à environ 11,0 m et à N150 à 19,5 m au-dessus du niveau de la rivière Bécancour (Figure 3.19). On assiste donc à un renversement de polarité du sens d'écoulement des eaux, ce qui témoigne du caractère proglaciaire du faciès deltaïque supérieur associé aux Sables des Vieilles-Forges.

Une zone végétalisée de 8,0 m sépare ensuite cette unité du till supérieur corrélé au Till de Gentilly, d'où le contact non-défini de la Figure 3.18. À cette coupe, le Till de Gentilly (Figure 3.20D) est compact et contient peu de clastes (entre 5 et 10%) qui ont généralement des dimensions inférieures à 5 cm. Le comptage pétrographique (Figure 3.19) réalisé sur le till montre que la majorité des clastes de la fraction 4-8 mm ont une origine sédimentaire «Autres». Il s'agit en fait de grès et de shales verdâtres associés à la présence d'affleurements de roches appartenant au Groupe de Lorraine plus au nord le long de la rivière Bécancour. La matrice est silteuse et réagit fortement au HCl. Un contact franc marque la transition avec l'unité sus-jacente composée d'alternances de silt argileux lités et sable fin qui est corrélée avec les sédiments glaciomarins profonds de la Mer de Champlain. Le premier mètre de l'unité est composé de lits de silt argileux de 20 cm d'épaisseur qui s'amincissent jusqu'à 5 cm d'épaisseur vers le sommet de l'unité (Figure 3.20E). Le litage, qui est très bien développé, ne présente aucune structure de courant.

Rivière Bécancour

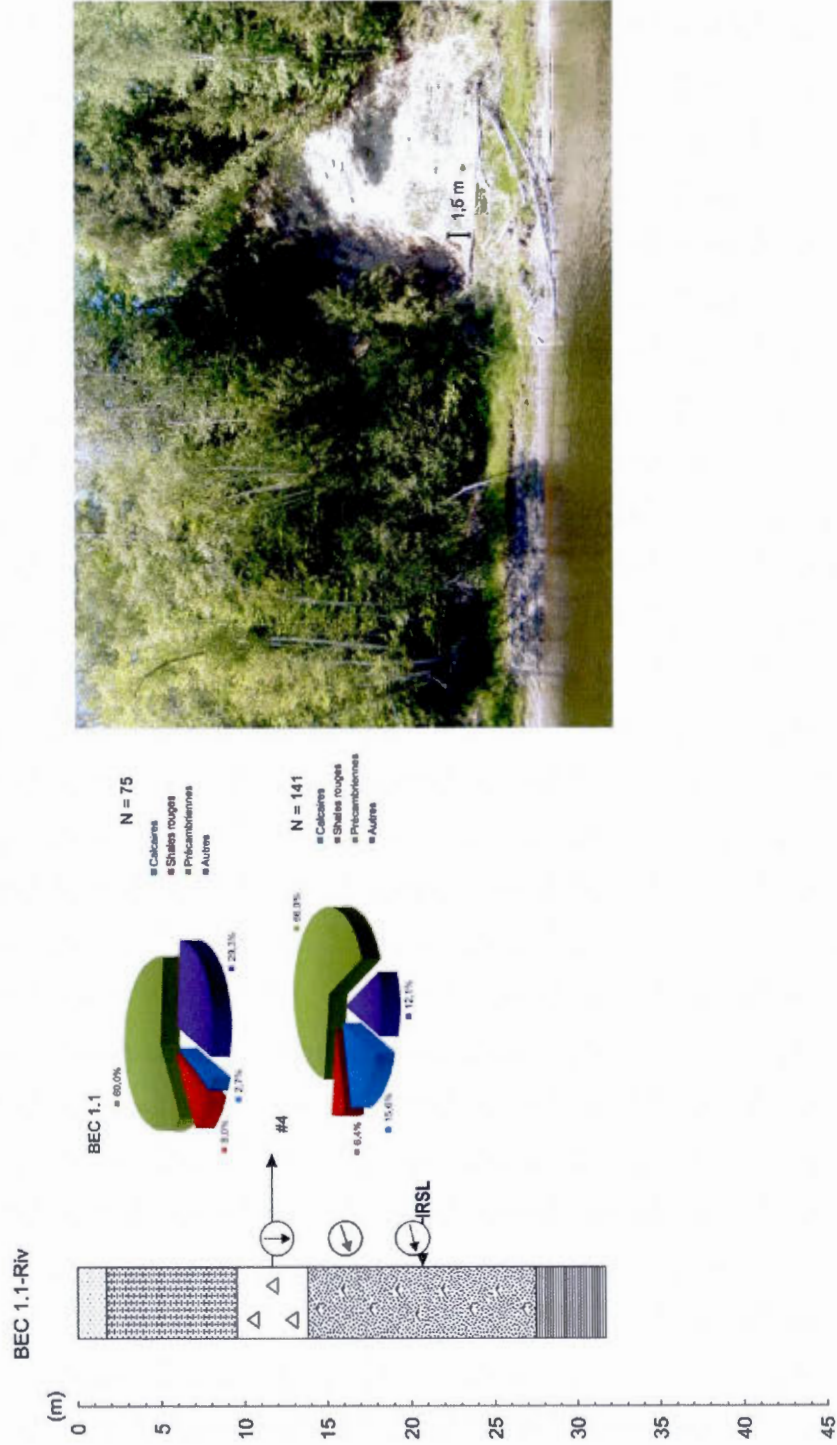


Figure 3.16 Comptages pétrographiques (fraction 4-8 mm) et paléocourants mesurés pour la rivière Bécancour (section basse). La légende utilisée est la même qu'à la Figure 3.12.

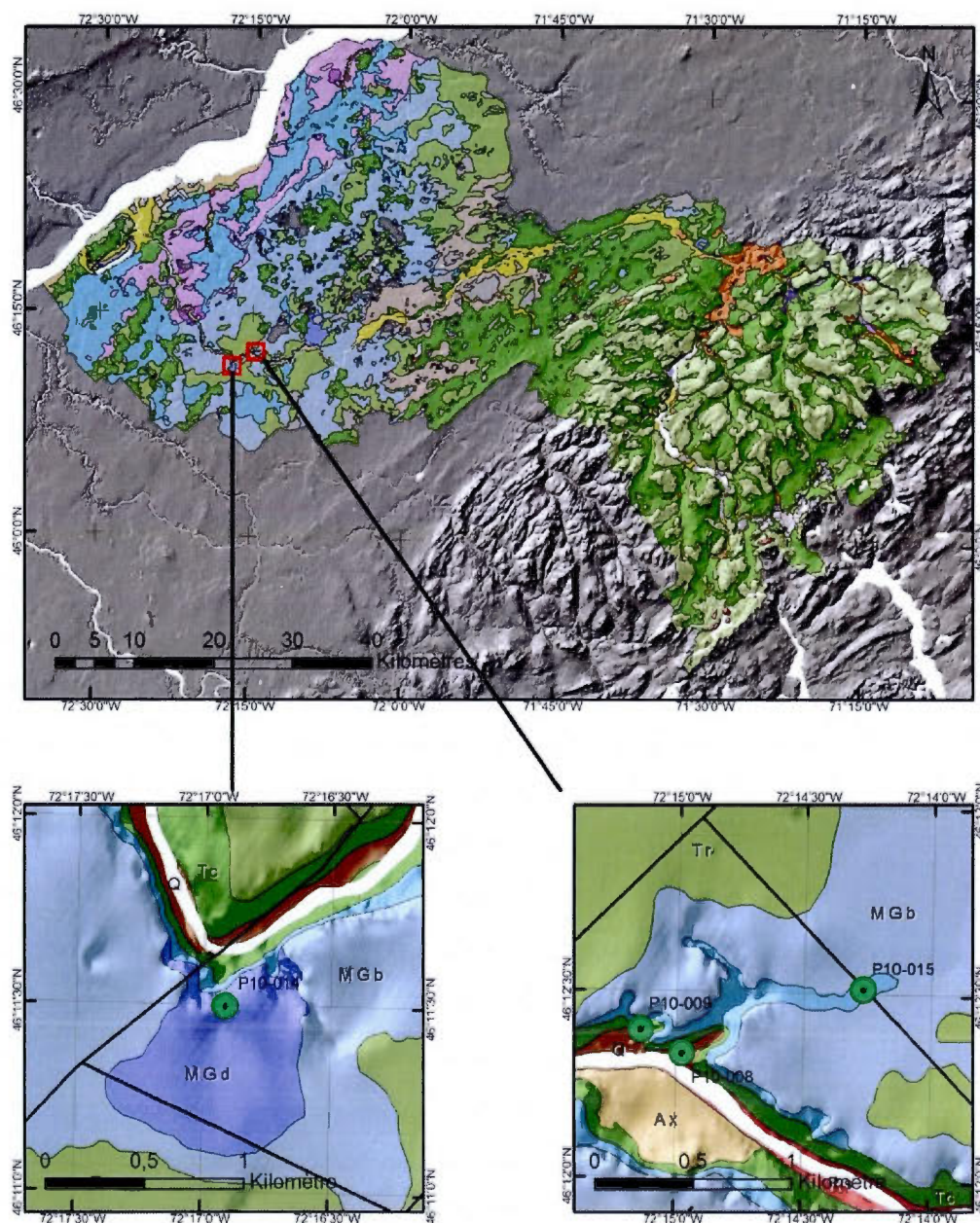


Figure 3.17 Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Bécancour (section centrale).

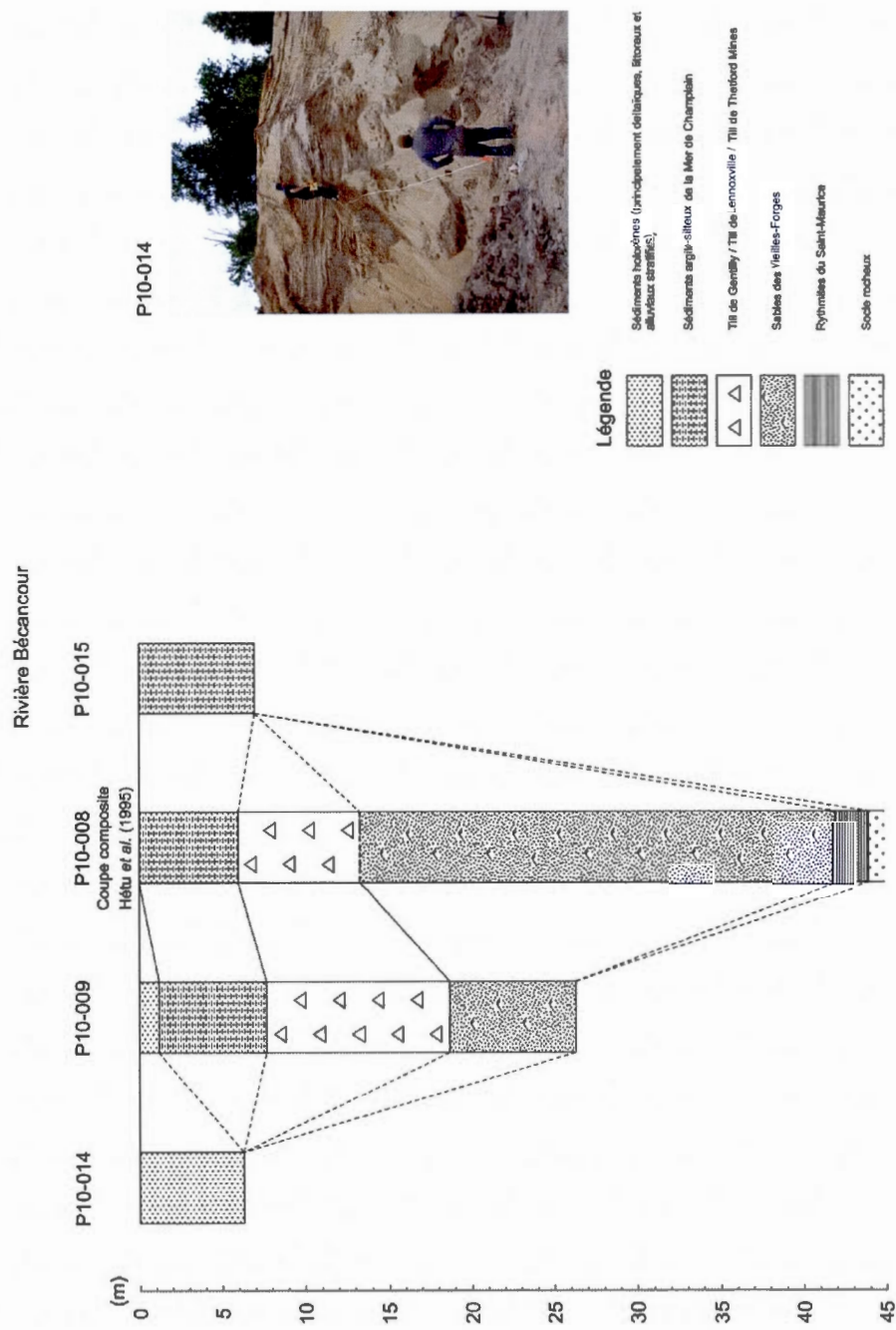


Figure 3.18 Corrélations stratigraphiques pour la rivière Bécancour (section centrale).

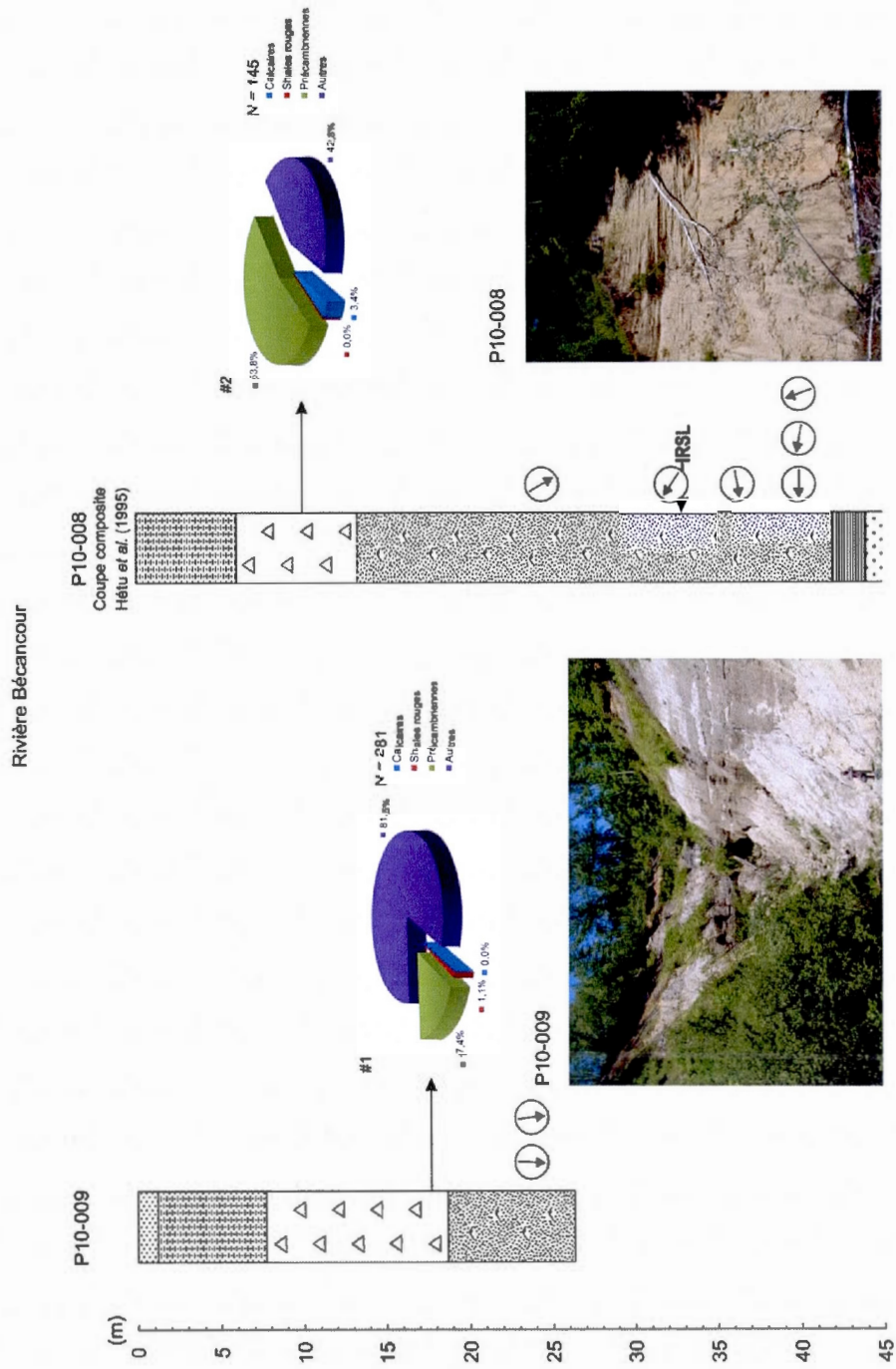


Figure 3.19 Comptages pétrographiques (fraction 4-8 mm) et paléocourants mesurés pour la rivière Bécancour (section centrale). La légende utilisée est la même qu'à la Figure 3.18.

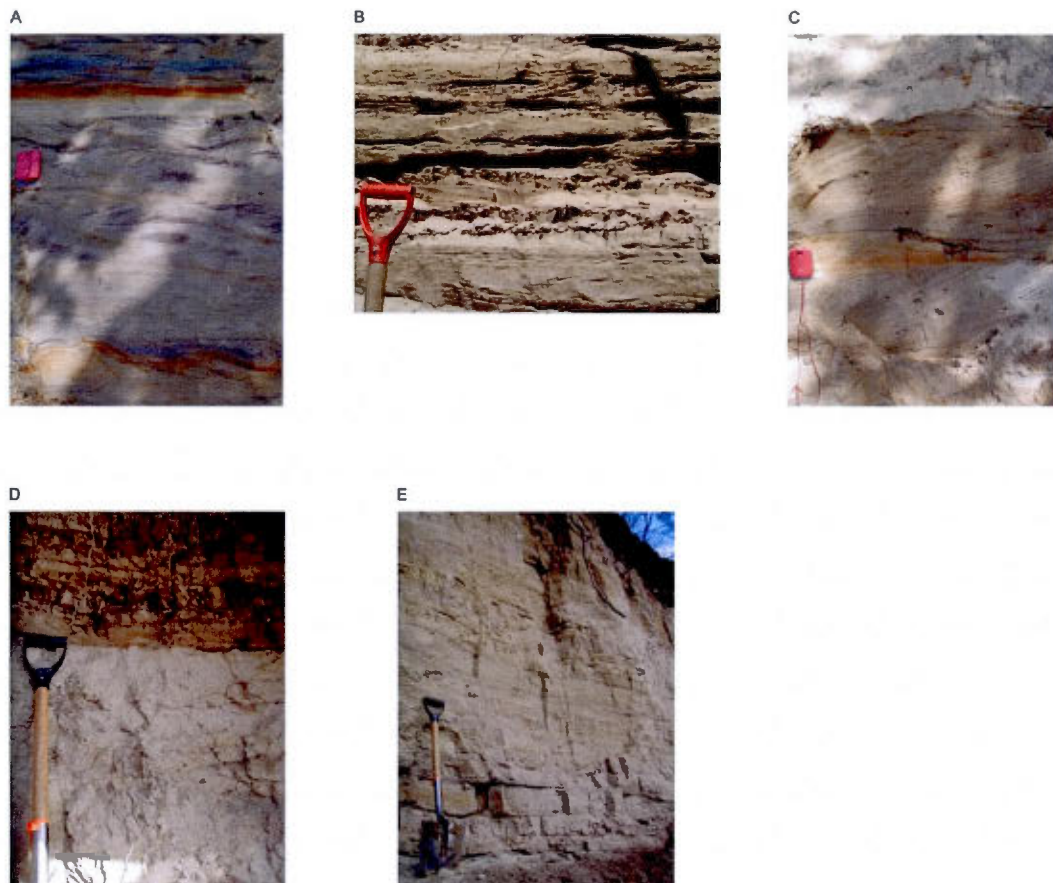


Figure 3.20 Coupe P10-008 de la section centrale de la rivière Bécancour. Dans les Sables des Vieilles-Forges: A) structures de courant, B) sédiments stratifiés contenant couramment des plaquettes de schiste et des galets mous et C) rides de courant. D) contact entre le Till de Gentilly et les argiles de la Mer de Champlain, E) argiles de la Mer de Champlain.

Située à proximité (Figure 3.17), la coupe P10-009 (Figure 3.18) avait été visitée et photographiée par N.R. Gadd (1955, 1971) (Figure 3.21A) où il y décrivait des sables interglaciaires sous un till gris. Ces sables furent par la suite corrélés aux Sédiments de Saint-Pierre (Gadd, 1971). La Figure 3.21B montre la même coupe en 2010.

À la base de cette coupe, on trouve 7,6 m de sables dont le faciès deltaïque et la position stratigraphique permettent de les corrélés avec les Sables des Vieilles-Forges. Des mesures de paléocourants à 5 m du sommet de l'unité ont donné des valeurs vers N177 et N187,

correspondant à un drainage inverse dans la région, ce qui témoignent du caractère proglaciaire de ces sables (Figure 3.19). Au-dessus, on trouve 10,9 m d'un till gris argilo-silteux (Figure 3.22A) réagissant fortement au HCl et contenant des lentilles de sable et de sédiments fluvioglaciaires (Figure 3.22B). Ce dernier est associé au Till de Gentilly. Le comptage pétrographique (Figure 3.19) réalisé sur le till montre également pour cette coupe que la majorité des clastes de la fraction 4-8 mm sont des grès et des shales verdâtres associés à la présence d'affleurements de roches appartenant au Groupe de Lorraine plus au nord le long de la rivière Bécancour. L'unité sus-jacente est formée par 5,4 m de dépôts glaciomarins profonds de la Mer de Champlain (Figure 3.22C). Au contact avec le Till de Gentilly, on retrouve des rythmites minces formées par des alternances de lits d'argile pure d'environ 3 cm d'épaisseur et de lits de sable fin gris d'environ 0,5 cm d'épaisseur.



Figure 3.21 Évolution de la coupe P10-009 au fil des années. A) photo des années 50 tirée de LaSalle (1984), B) photo prise en 2010.

À environ 3 m au-dessus de la base de l'unité, apparaissent des lits plus riches en fossiles (bivalves décalcifiés identifiés comme *Hiatella arctica* de 1 à 2 cm de longueur). Le milieu de l'unité est composé d'alternances de lits d'argile de 15 à 20 cm d'épaisseur et de lits de sable fin grisâtre de 3 à 5 cm d'épaisseur. Les lits vont en s'amincissant vers le sommet de l'unité et redeviennent sensiblement comme ceux décrits pour la base, soit des lits d'argile de 3 à 5 cm d'épaisseur et des lits de sable fin grisâtre de 2 cm d'épaisseur. Cette unité est suivie par 1,1 m d'un mélange de silt, de sable fin et d'argile en proportions relativement égales, massif et sans structure dont la sédimentation est associée à la transition entre le milieu

glaciomarin de la Mer de Champlain et lacustre du Lac à Lampsilis. Quelques blocs (précambriens) et des sédiments plus grossiers et oxydés, fort probablement d'origine glacielle, ont été aperçus à la base de cette unité transitionnelle (Figure 3.22D). Cette hypothèse est basée sur la grosseur des blocs, sur leur position stratigraphique entre les argiles de la Mer de Champlain et les sables à Lampsilis, et sur la présence de Till de Gentilly affleurant à proximité (source). L'unité qui se situe au sommet de la coupe est formée par 1,2 m de sable fin très bien trié et oxydé par endroit. Un lit de sable grossier et de gravillon suivit par 0,4 m de sable fin silteux forment la base de cette unité mise en place lors de l'épisode lacustre du Lac à Lampsilis.

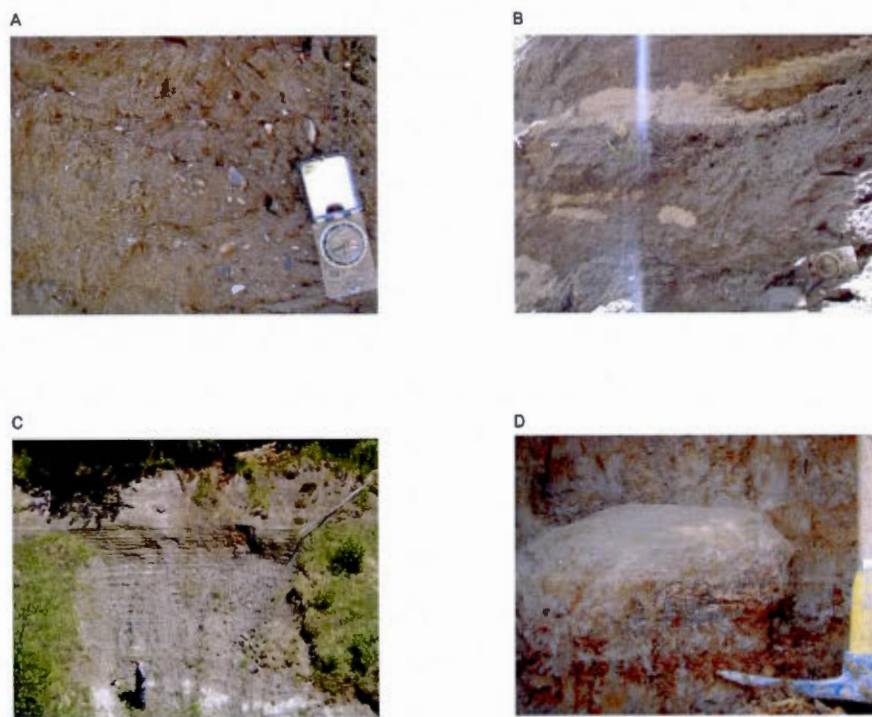


Figure 3.22 Coupe P10-009 de la section centrale de la rivière Bécancour. A) Till de Gentilly, B) lentilles de sable et de sédiments fluvioglaciaires dans le Till de Gentilly, C) argiles de la Mer de Champlain, D) blocs glaciels sus-jacent aux argiles.

3.2.3 Rivière Gentilly (sections basse et centrale)

Pour la partie basse de la rivière Gentilly, la première coupe inventoriée est la coupe P10-006 (Figure 3.24). Cette dernière est située sur la rive nord-est à environ 1 km en amont du pont de l'Autoroute 30 enjambant la rivière Gentilly (Figure 3.23). L'interprétation de cette coupe est toutefois à considérer avec précaution étant donnée la présence à son sommet d'un ancien dépotoir. Il est cependant important de noter que les sédiments décrits étaient en place et ne semblaient pas avoir été déplacés. À partir du niveau de la rivière, la base de cette coupe est constituée par 4,6 m de till calcaireux réagissant fortement au HCl, très argileux et très compact (Figure 3.26A). On note la présence de nombreux blocs, dont une forte proportion de roches de la Plate-Forme du Saint-Laurent, surtout des carbonates (Figure 3.25). À 3,4 m de la base de l'unité, on trouve une lentille d'environ 0,4 m de hauteur par 1 m de largeur de sédiments fluvioglaciaires (graviers arrondis en majorité et sable) dans le till (Figure 3.26B). Pour le dernier 0,5 m de l'unité, la matrice du till devient très sableuse. Fait à noter, de nombreuses concrétions striées ont été retrouvées au bas de la coupe (Figure 3.26C), mais aucune n'a pu être trouvée en place. L'hypothèse de l'incorporation de rythmites d'englaciation par le till, en l'occurrence des Varves de Deschaillons, pourrait expliquer la présence de telles concrétions (Lamothe *et al.*, 1983). C'est pourquoi, en concordance avec les comptages pétrographiques (Figure 3.25), cette unité a été corrélée au Till de Lévrard.

La seconde unité de cette coupe est composée de 0,5 m de sable fin et silts massifs gris montrant un contact graduel avec l'unité sus-jacente. Malgré le peu d'information recueillie sur cette unité, cette dernière a été corrélée avec les Rythmites du Saint-Maurice. La troisième unité de cette coupe s'observe sur 1,8 m et est formée par des alternances entre des lits de sable grossier et des lits de sable fin à interstratifications de minéraux lourds. Des signes d'oxydation ont été notés dans cette unité corrélée aux Sables des Vieilles-Forges. L'unité supérieure de cette coupe est constituée par au moins 0,9 m de till argileux moyennement compact dont la matrice contient également du sable fin et du silt. Ce till réagit faiblement au HCl et un comptage pétrographique (Figure 3.25) a permis de révéler encore une fois une forte proportion de calcaires.

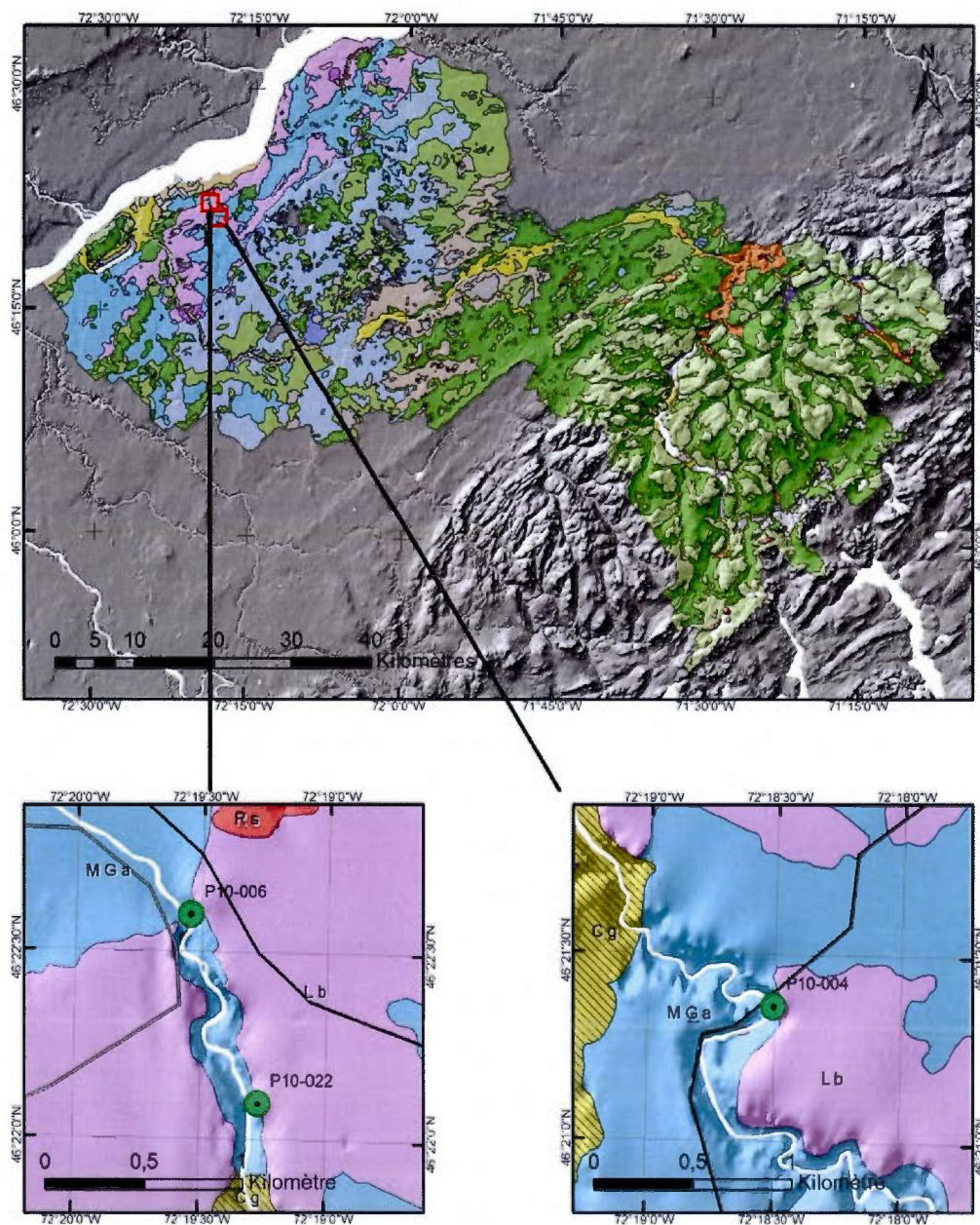


Figure 3.23 Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Gentilly et ses environs (section basse 1 de 2).

Rivière Gentilly, affluents et environs

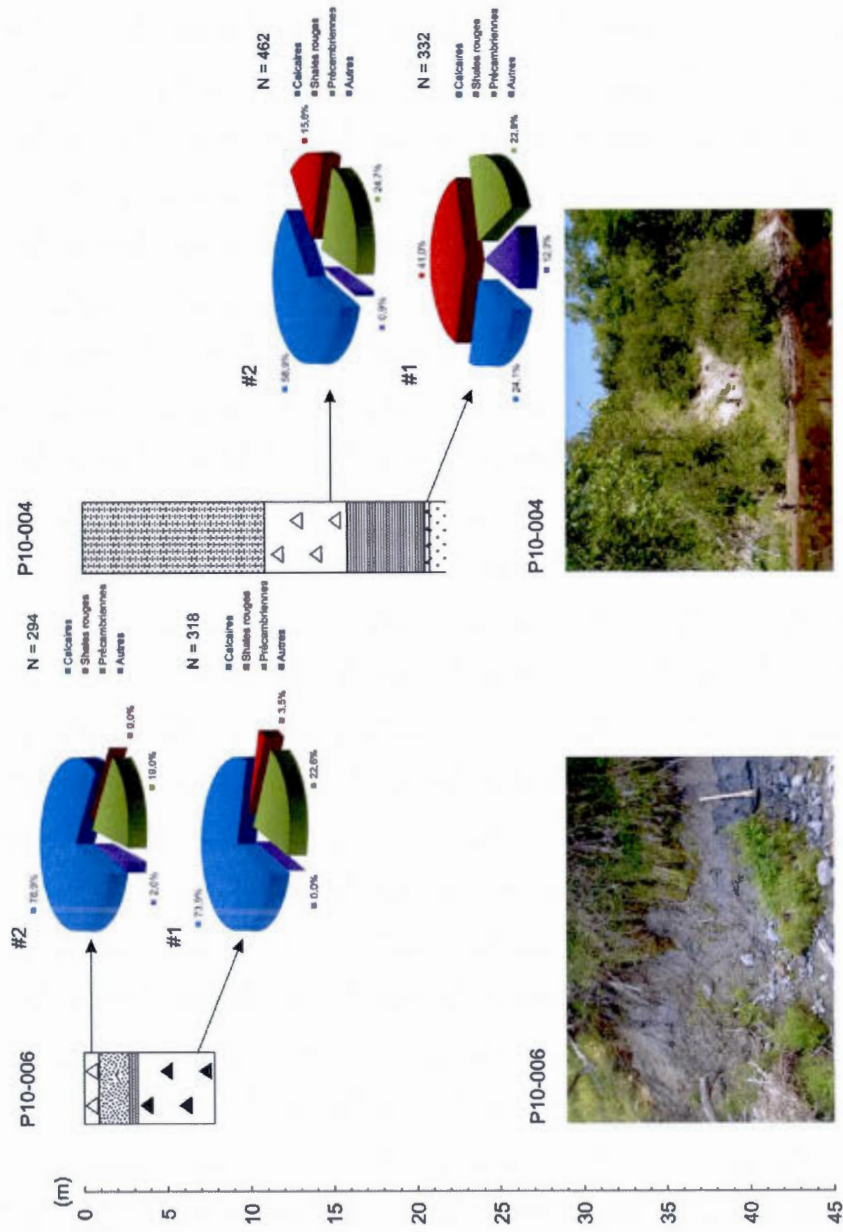


Figure 3.25 Comptages pétrographiques (fraction 4-8 mm) pour la rivière Gentilly (section basse). La légende utilisée est la même qu'à la Figure 3.24.

Malgré le fait que ce comptage pétrographique ait renvoyé des valeurs très similaires à celles obtenues pour le till de base corrélé avec le Till de Lévrard, le till supérieur a été corrélé avec le Till de Gentilly en raison de sa position stratigraphique. Sur la Figure 3.26D, la tête du pic marque le contact entre le Till de Lévrard et les Rythmites du Saint-Maurice, tandis que la pelle indique le contact entre les Sables des Vieilles-Forges et le Till de Gentilly.

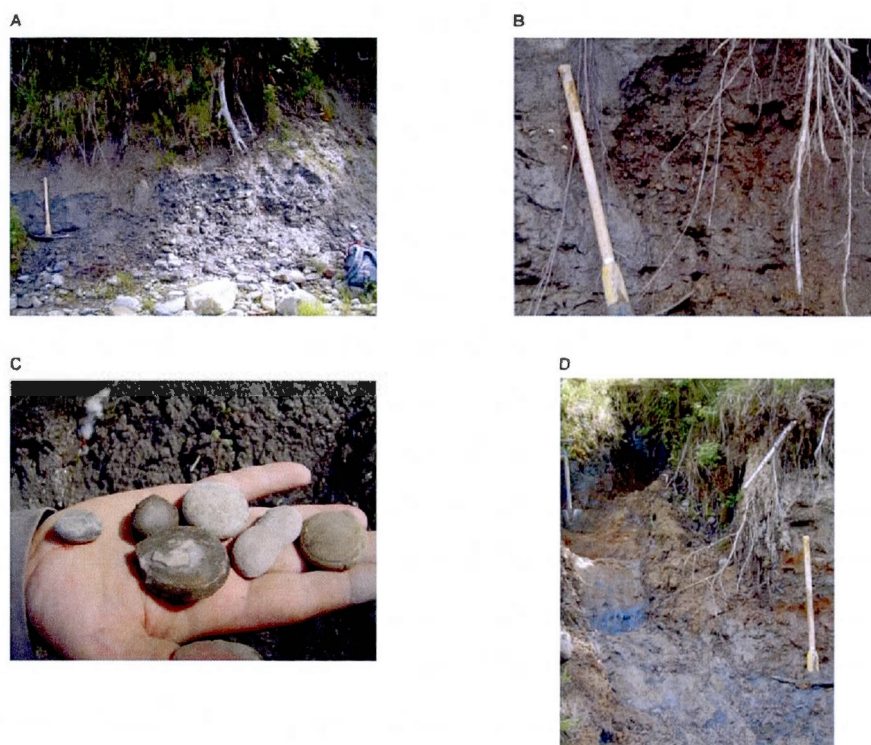


Figure 3.26 Coupe P10-006 de la section basse de la rivière Gentilly. A) Till de Lévrard, B) sédiments fluvioglaciaires dans le Till de Lévrard, C) concrétions calcaires striées, D) la tête du pic marque le contact entre le Till de Lévrard et les Rythmites du Saint-Maurice, tandis que la pelle indique le contact entre les Sables des Vieilles-Forges et le Till de Gentilly.

La coupe P10-004 (Figure 3.24) est située à environ 5,7 km au sud-ouest de la ville de Gentilly, sur la rive est de la rivière du même nom, près du pont en acier du chemin des Bouvreuils (Figure 3.23). L'unité de base de cette coupe est composée par 1,0 m de shales rouges altérés du Groupe de Queenston (Formation de Bécancour) qui affleurent au niveau de la rivière environ 15 m en amont de la coupe. La seconde unité est formée par 0,3 m de till

rouge très compact à matrice argilo-silto-sableuse, contenant de 10 à 15% de clastes subanguleux. Le comptage pétrographique (Figure 3.25) réalisé sur cette unité a révélé une majorité de roches locales (shales rouges), et une proportion presque égale de calcaires de la Plate-Forme du Saint-Laurent et de roches du Bouclier. La Figure 3.27 montre le contact entre ce till, corrélié au Till de Bécancour, et les argiles sus-jacentes. Ces dernières, qui forment la troisième unité sur 4,6 m, contiennent peu de silt, sont gris foncé et sont relativement compactes et très massives. Cette unité, qui a été corrélée aux Rythmites du Saint-Maurice, présentait une certaine fissilité et des mouchetures brunes de matière organique étaient apparentes. L'unité sus-jacente est formée par un till à matrice argilo-silteuse, gris foncé, de compacité faible à moyenne et qui contient des clastes centimétriques à décimétriques avec une majorité de calcaires (Figure 3.25). Principalement sur la base de sa position stratigraphique, ce till a été corrélié au Till de Gentilly. L'unité coiffant cette coupe est composée de 10,9 m d'argile de la Mer de Champlain très peu silteuse, massive, de couleur grise et contenant quelques clastes mais aucun fossile apparent.



Figure 3.27 Contact entre le Till de Bécancour et les argiles sus-jacentes à la coupe P10-004 de la section basse de la rivière Gentilly.

La coupe P10-023 (Figure 3.24) est située sur la rive sud-ouest de la rivière à 2,8 km à l'ouest-sud-ouest du chalet d'accueil du Parc de la Rivière Gentilly (Figure 3.28). L'unité de base, corrélée avec les Rythmites du Saint-Maurice, est composée par 3,9 m de sable fin à moyen silteux, moyennement compact et grossièrement lité (le sédiment est presque massif). Le sable devient moins silteux et massif vers le haut de l'unité.

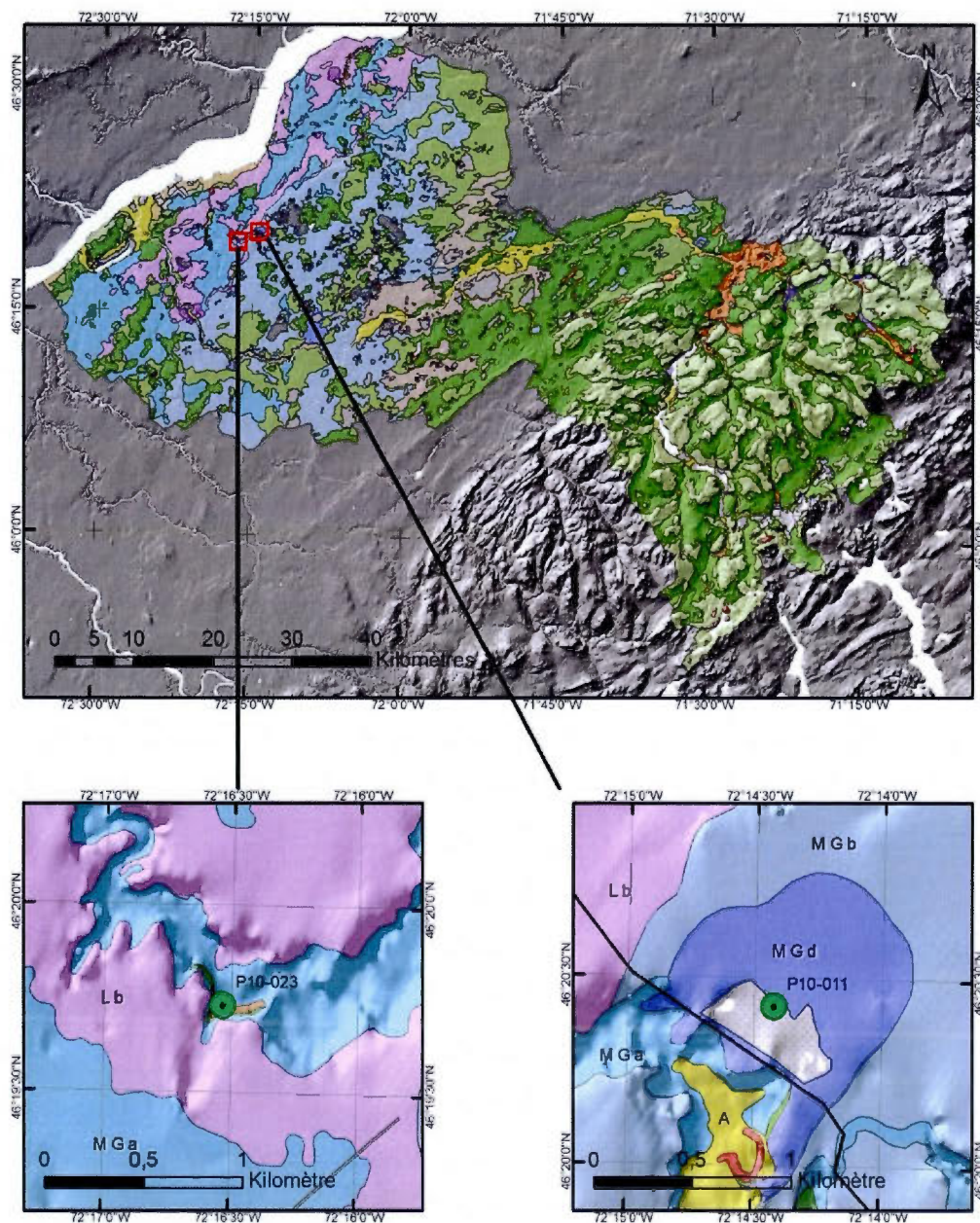


Figure 3.28 Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Gentilly et ses environs (section basse 2 de 2).

Surmontant ces rythmites, on trouve 1,8 m de till de couleur grise à matrice argilo-silteuse contenant 5 à 10% des clastes anguleux de 3 à 20 cm de diamètre. Ce till, qui a été corrélié au Till de Gentilly, réagit fortement au HCl. La base de l'unité sus-jacente est formée par des alternances (rythmites) formées de lits grossiers (~2 cm) de sable très fin silteux et d'argile. Ensuite, on trouve 1,7 m d'argile bleue généralement fossilifère, contenant une proportion négligeable de silts, et qui sont entrecoupés de sections grises ne contenant aucun macro-fossile. La coupe se termine avec 5,6 m d'argile grise, massive et très peu silteuse surmontant cette unité fossilifère.

L'une des coupes les plus remarquables à avoir été visitée au cours de l'été 2010 se situe à 725 m au sud-sud-ouest du poste d'accueil du Parc de la rivière Gentilly sur la rive ouest de la rivière (Figure 3.29). La coupe composite P10-037 (Figure 3.30) est la seule coupe de tout ce projet de caractérisation stratigraphique à avoir enregistré des évidences de trois événements glaciaires. L'unité de base de cette coupe, identifiée à la coupe P10-038, se situe à 125 m en amont de la coupe P10-037. À partir du niveau de la rivière, on y trouve 1 m d'alluvions suivi par 1,5 m de sédiments corréliés au Till de Bécancour (Figure 3.32A). Le premier 0,7 m de la base est formé d'un till gris-brun compact et très argileux auquel se superpose 0,2 m de sable brun très fin et homogène ne présentant aucune structure de courant. Par la suite, on retrouve le till brun argileux pour 0,3 m, cette fois avec une compacité supérieure et une proportion de clastes variant de 20-30%. Le comptage pétrographique (Figure 3.31) réalisé sur la fraction 4-8 mm de ce till révèle une majorité de roches sédimentaires «Autres» (grès et des shales grisâtres à verdâtres) et dans une moindre mesure, des roches provenant du Bouclier. Cette unité glaciaire est coiffée par 0,3 m de sables et de graviers fluvioglaciaires. Observable à la coupe P10-037, la seconde unité est composée de 2,5 m de sédiments corréliés avec les Sables de Lotbinière. À la base, le premier 0,3 m est formé par un sable fin de couleur brunâtre très compact. Suivent ensuite 2,2 m de sable fin lité où on note la présence de lits silto-argileux. Des rides de courant y indiquent un drainage normal (paléocourant vers N030, soit le N-NE, Figure 3.31) ce qui permet, avec leur position stratigraphique, de corréler ces sables avec les sédiments fluviaux de Lotbinière tels que décrits par Lamothe (1989). L'unité sus-jacente, d'une hauteur de 4,0 m, est composée par des graviers fluvioglaciaires formant environ la

moitié du mélange qui sont soutenus dans une matrice sableuse. Des galets imbriqués indiquent qu'un écoulement vers l'est prévalait lors de la déposition de cette unité.

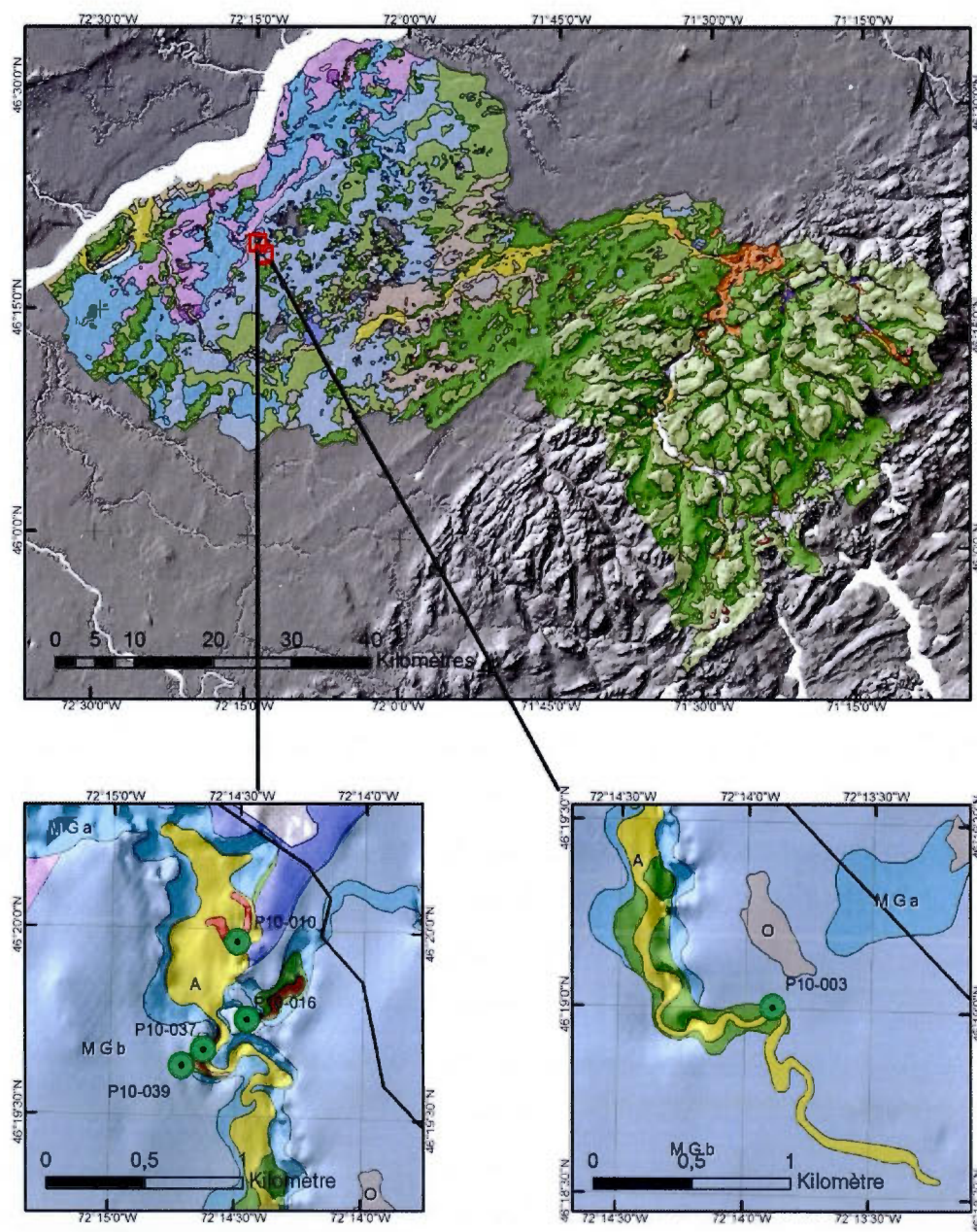


Figure 3.29 Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Gentilly (section centrale).

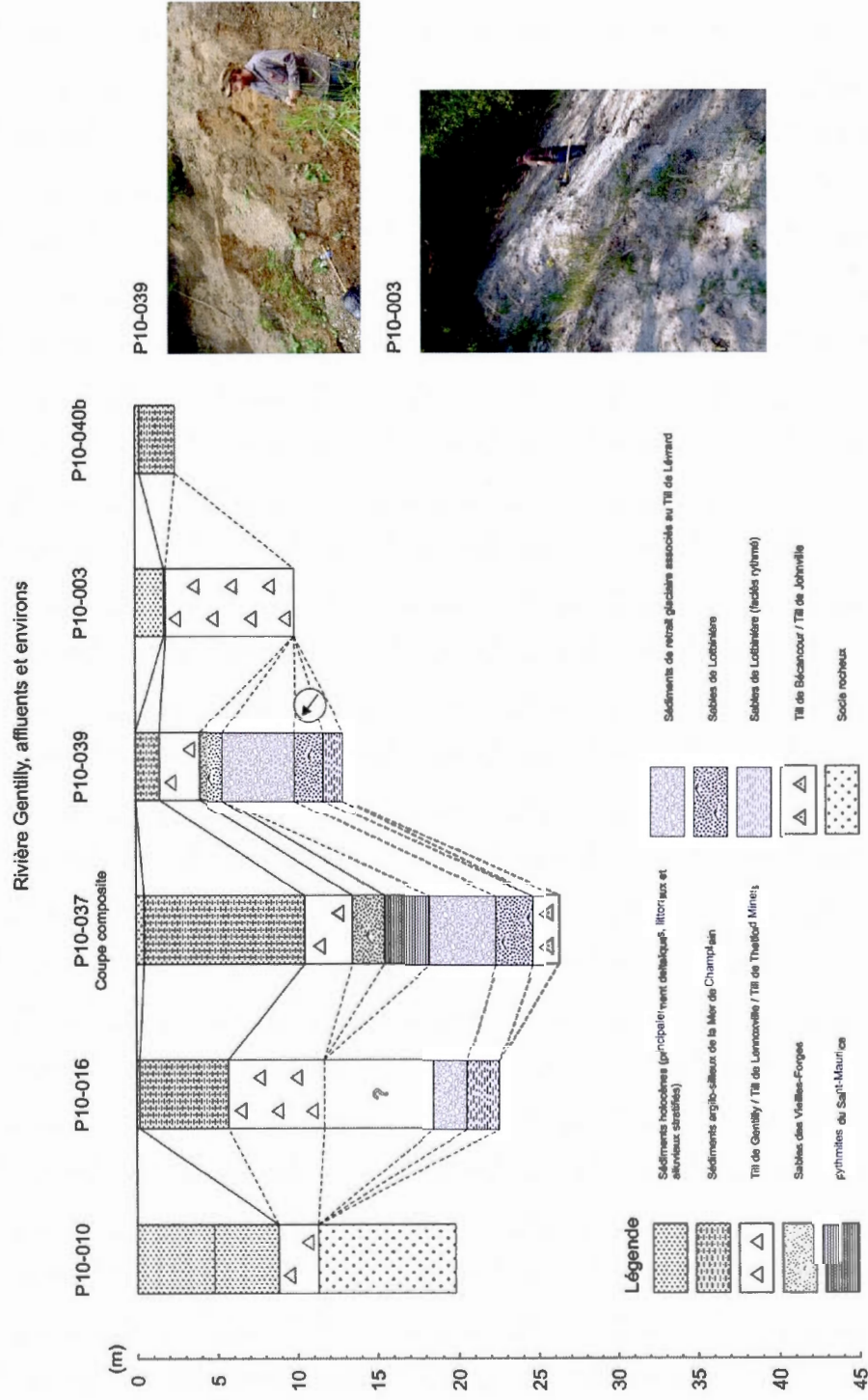


Figure 3.30 Corrélation stratigraphique pour la rivière Gentilly, ses affluents et ses environs (sections centrale et haute).

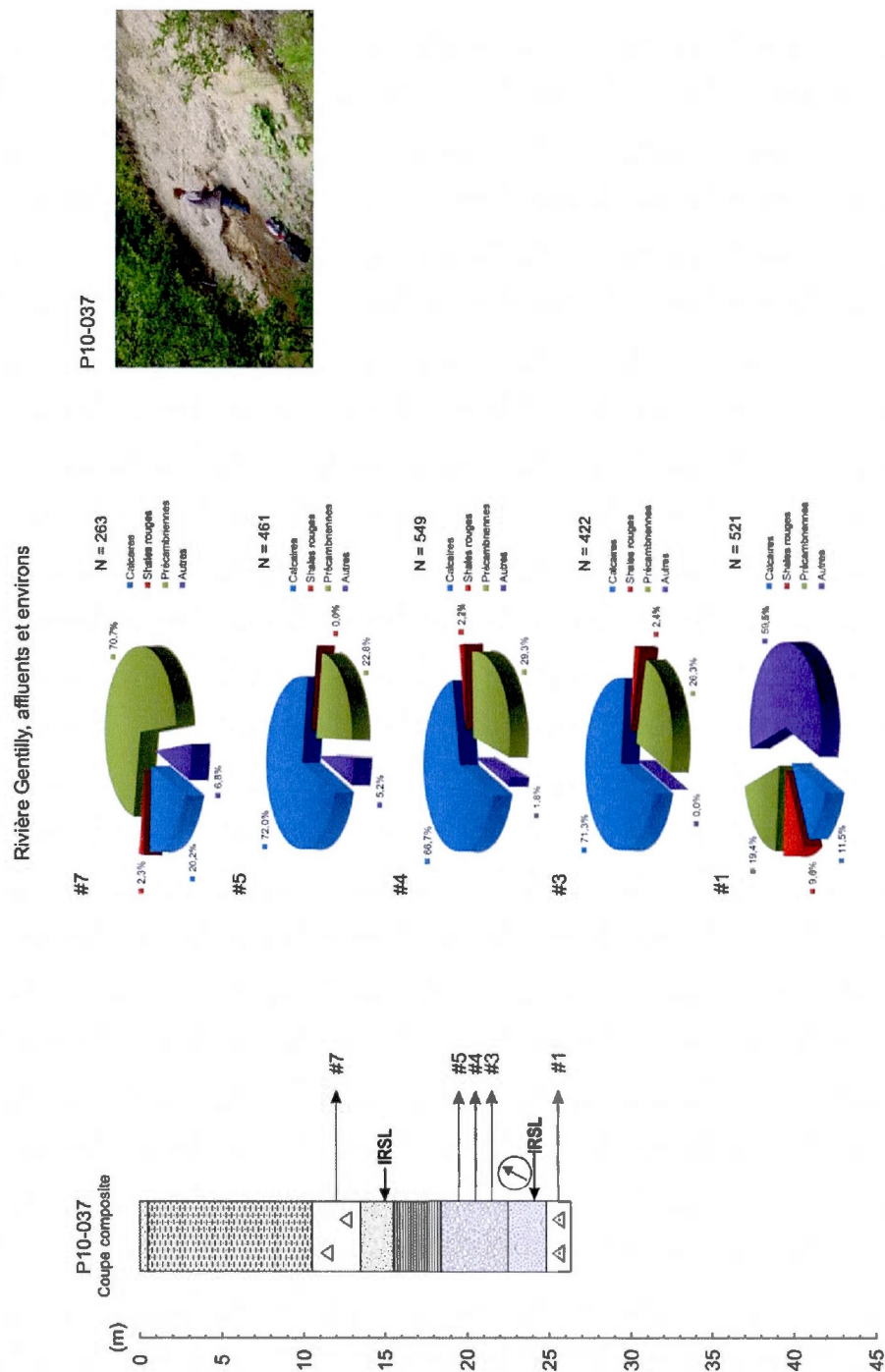


Figure 3.31 Comptages pétrographiques (fraction 4-8 mm) et paléocourant mesuré pour la rivière Gentilly (section centrale). La légende utilisée est la même qu'à la Figure 3.30.

Des comptages pétrographiques (Figure 3.31) ont révélé une très grande portion de clastes de calcaires et de clastes précambriens, ce qui correspond à la description faite du Till de Lévrard par Lamothe (1989). Cette unité a donc été associée à des sédiments de contact glaciaire mis en place lors du retrait du glacier Lévrard. La quatrième unité de cette coupe composite est formée par 3,0 m de rythmites argileuses très compactes et légèrement déformées à l'intérieur desquelles sont visibles de fins lits de matière organique. Les rythmites sont visibles sur les deux premiers mètres, tandis que le dernier mètre, qui est constitué d'un mélange relativement massif d'argile, de silts et de sables marque le contact progressif avec les sables sus-jacents. Cette unité au caractère lacustre a été corrélée avec les Rythmites du Saint-Maurice. Viennent ensuite 2,0 m de sable grossier homogène, grossièrement lité et légèrement oxydé qui ont été corrélés avec les Sables des Vieilles-Forges. Ces derniers sont surmontés par la troisième unité glaciaire, soit celle associée au Till de Gentilly (Figure 3.32B). On trouve 3,0 m d'un till brun argileux très compact contenant de 10 à 20% de clastes d'un diamètre généralement inférieur à la dizaine de centimètres majoritairement précambriens (Figure 3.31). La septième unité de cette coupe, d'une épaisseur de 10,0 m, est composée d'argile massive peu compacte formant le faciès profond de la Mer de Champlain. Ces sédiments glaciomarins sont en contact transitionnel avec le 0,5 m de sable fin homogène et lâche qui coiffe cette coupe et qui a été mis en place lors de l'exondation de la Mer de Champlain.



Figure 3.32 Coupe P10-037 de la section centrale de la rivière Gentilly. A) alluvions et sédiments corrélés au Till de Bécancour, B) Till de Gentilly.

Située à 140 m au sud-ouest de la coupe P10-037 (Figure 3.29), la coupe P10-039 exhibe également des sédiments antérieurs à la dernière glaciation (Figure 3.30). On trouve à la base de cette coupe, au-dessus de 0,75 m d'éboulis, l'unité de base de cette coupe qui a été corrélée avec le faciès rythmé des Sables de Lotbinière. D'une hauteur de 1,2 m, cette unité se divise en cinq sous-unités. De la base vers le sommet, on trouve en premier lieu 0,2 m de rythmites silto-argileuses suivi par 0,2 m de sable fin homogène légèrement stratifié. Vient ensuite 0,6 m de rythmites argilo-silteuses grises et compactes contenant de fins lits de matière organique et qui sont entrecoupées au milieu par un lit silto-sableux de 0,2 m d'épaisseur. La seconde unité de cette coupe est composée de 1,8 m de sable fin parmi lesquels on note la présence de lits argileux. Des structures de courant (rides) indiquent d'ailleurs un écoulement vers N308 (Figures 3.30 et 3.33A), donc un drainage normal, ce qui a permis de corréler cette unité avec les Sables de Lotbinière. La troisième unité est formée par 4,5 m de graviers arrondis soutenus par une matrice sableuse (

Figure 3.33B). La mise en place de ces sédiments d'origine fluvioglaciaire a été associée au retrait du glacier à l'origine de la déposition du Till de Lévrard. Cette unité est surmontée par 1,5 m de sable moyen homogène et sans structure apparente qui ont été corrélés avec les Sables des Vieilles-Forges. Un till brun, argileux et lâche, et contenant environ 10% de clastes compose l'unité sus-jacente à ces sables. Ce till a été corrélé, de par sa position stratigraphique, avec le Till de Gentilly. L'unité coiffant cette coupe est associée aux sédiments glaciomarins profonds de la Mer de Champlain. Elle est formée par 1,5 m de rythmites silto-argileuses.

La coupe P10-016 (Figure 3.30) se situe sur la rive sud de la rivière Beaudet, un affluent de la rivière Gentilly. Cette coupe est localisée à 525 m au sud du poste d'accueil du Parc de la rivière Gentilly et à 150 m de la jonction de la rivière Beaudet avec cette dernière (Figure 3.29). On trouve comme unité de base à partir du niveau de la rivière 2,0 m de rythmites argilo-silteuses très compactes contenant de la matière organique disséminée. Cette unité a été associée à un faciès rythmé des Sables de Lotbinière. Un contact franc marque la transition avec l'unité sus-jacente qui est composée de sables et de graviers fluvioglaciaires très compacts et oxydés sur 2,0 m. Cette unité est pour sa part corrélée à des sédiments de retrait glaciaire associés au Till de Lévrard.

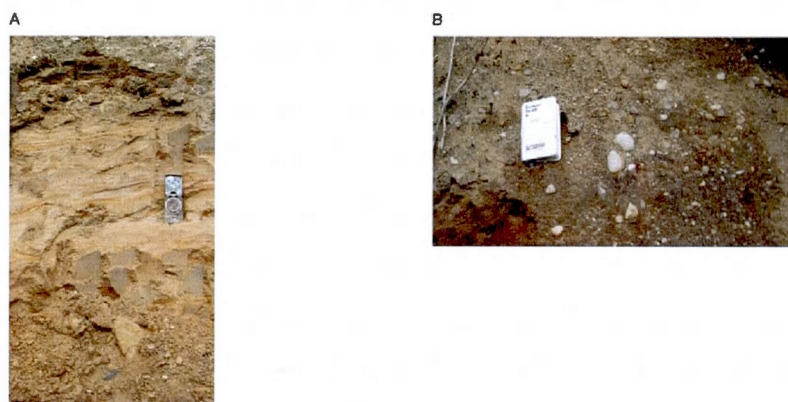


Figure 3.33 Coupe P10-039 de la section centrale de la rivière Gentilly. A) structures de courant dans les Sables de Lotbinière, B) sédiments fluvioglaciaires Lévrard.

Le contact supérieur de cette unité n'est pas défini étant donnée la présence d'une zone complètement végétalisée faisant 7,0 m de hauteur au-dessus de ces sédiments. On retrouve par la suite 6,0 m d'un till sableux de couleur grise à l'aspect massif et qui est très compact (*flow till?*). Ce dernier, qui a été corrélé au Till de Gentilly, contient entre 2 et 3% de clastes légèrement arrondis, dont une forte proportion provient du Bouclier précambrien. L'unité sus-jacente, d'une hauteur de 5,5 m, est associée à la phase profonde de la Mer de Champlain. Les premiers 1,4 m sont composés de sable grossier d'aspect homogène oxydé au contact avec le till. Suivent ensuite 4,1 m d'argile massive grise très peu compacte contenant quelques clastes et au caractère clairement glaciomarin. Cette coupe se termine par 0,2 m de sable fin homogène, sans structure et ne contenant aucun claste. La déposition de ces sables est attribuée à la phase régressive de la Mer de Champlain.

3.2.4 Petite rivière du Chêne

Le long des rives de la Petite rivière du Chêne, dans sa partie basse, on retrouve quatre coupes stratigraphiques exhibant des sédiments antérieurs à la dernière glaciation. De l'aval vers l'amont, on retrouve en premier lieu la coupe composite P10-032 (Figure 3.35). Cette dernière est située le long de la rive sud-est de la Petite rivière du Chêne à 3 km au nord de Parisville (Figure 3.34). L'unité de base de cette coupe est localisée à environ 400 m en aval.

Elle est formée d'un till gris compact à matrice silto-sableuse au niveau de la rivière devenant silteuse vers le sommet de l'unité, contenant très peu de clastes (2-5%) et réagissant faiblement au HCl. Ce till a été corrélié avec le Till de Lévrard de par sa position stratigraphique et les résultats du comptage pétrographique (Figure 3.36) malgré une très petite population de clastes de 4 à 8 mm ($N = 14$). Une puissance de 3 m a été attribuée à cette unité (comparativement à une hauteur observée de 2,3 m) étant donné un contact supérieur qui n'a pu être observé sur le terrain et en fonction de l'épaisseur et de la position des unités sus-jacentes. Suivent donc plus ou moins 9,6 m de sable fin homogène contenant des lamines de minéraux lourds, des lits plans inclinés, faillés et moyennement déformés, avec des rides montrant un paléocourant vers N203 à 7,5 m au-dessus du niveau de la rivière (Figure 3.37A). De plus, on note la présence de coulées diamictiques (coulées silto-sableuses compactes contenant des clastes), à partir de 8,0 m au-dessus de la rivière, intercalées dans un faciès formé de sable fin déformé présentant des traces d'oxydation. Également pour cette unité corréliée avec les Sables des Vieilles-Forges, la puissance a été extrapolée à 9,6 m (au lieu des 8,0 m observés) pour les mêmes raisons que l'unité sous-jacente.

L'unité supérieure de cette coupe est composée de 20,0 m d'un till brunâtre et sableux à la base, passant au gris et devenant à matrice argilo-silteuse et très compact vers le sommet. Le dernier mètre avant la surface a été remanié et présente donc une matrice sableuse et une structure lâche. On note la présence discontinue de lits centimétriques et oxydés de sable. Ce till contient environ 5% de clastes, dont une majorité de précambriens (Figure 3.36), et réagit moyennement HCl. Des plans de cisaillement parallèles à la surface effondrée et de nombreux plans de fissilité sont visibles (Figure 3.37B). Cette unité a été corréliée avec le Till de Gentilly.

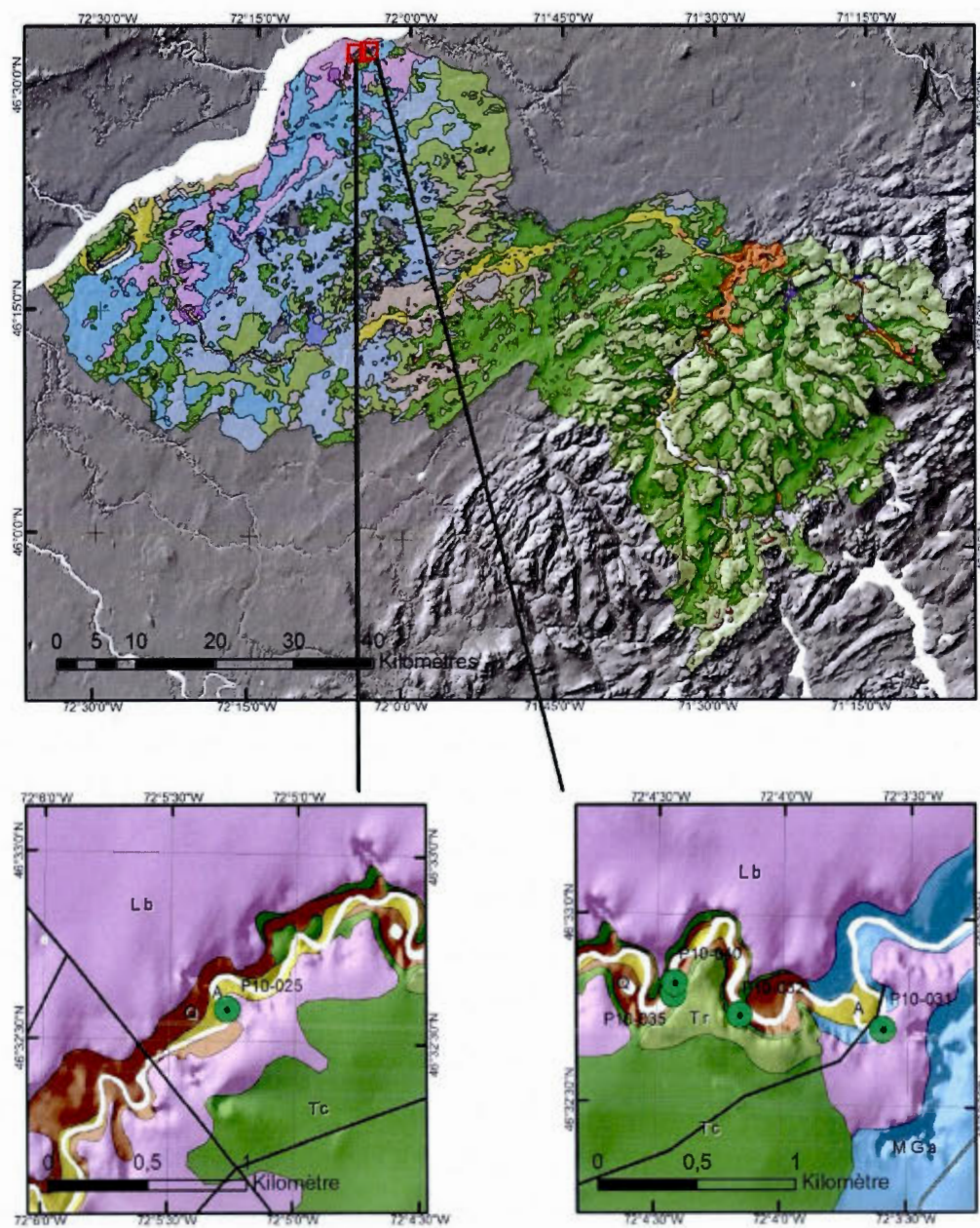


Figure 3.34 Localisation des coupes stratigraphiques de la Petite rivière du Chêne (section basse).

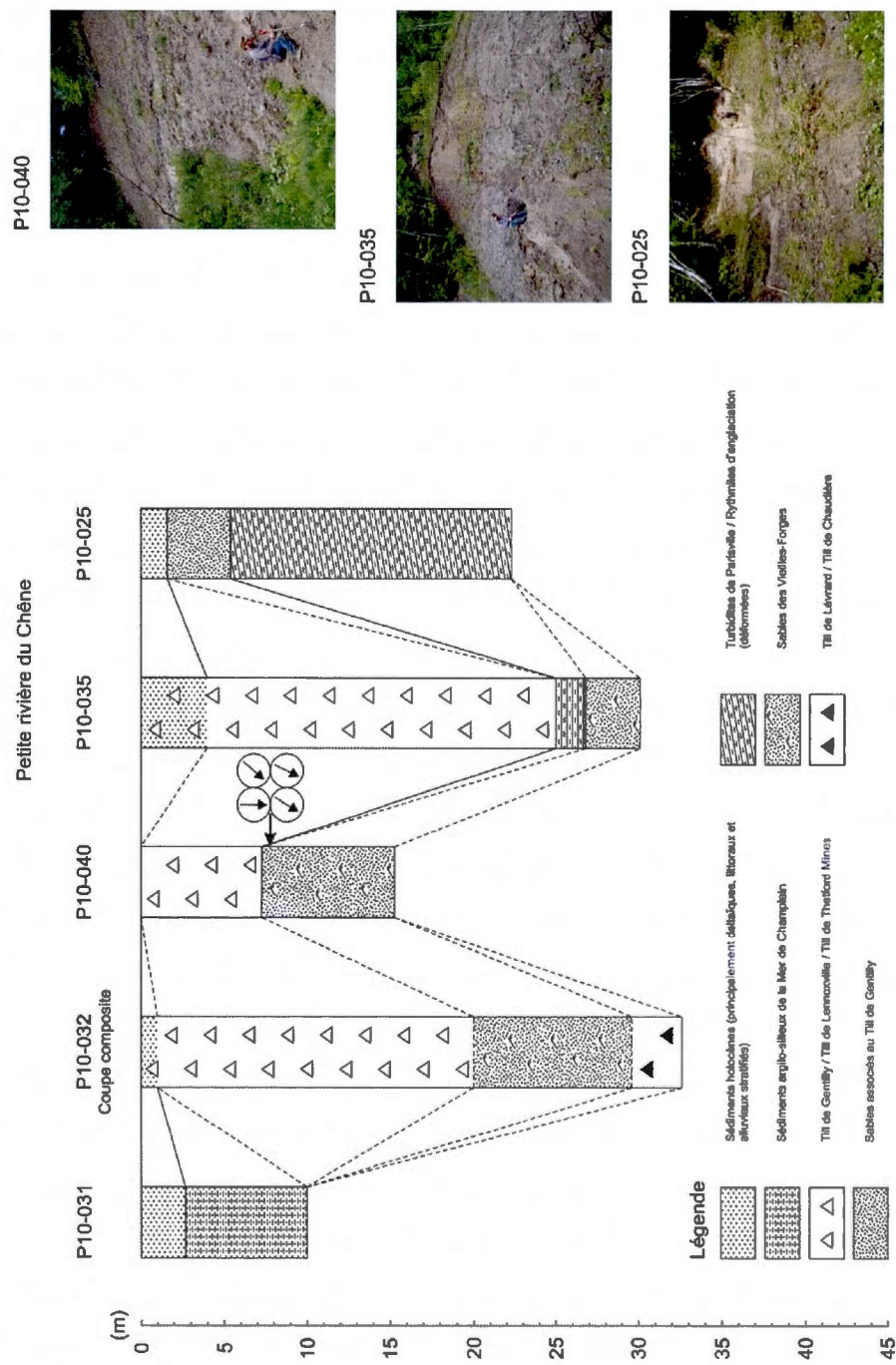


Figure 3.35 Corrélations stratigraphiques pour la Petite rivière du Chêne (section basse).

Petite rivière du Chêne

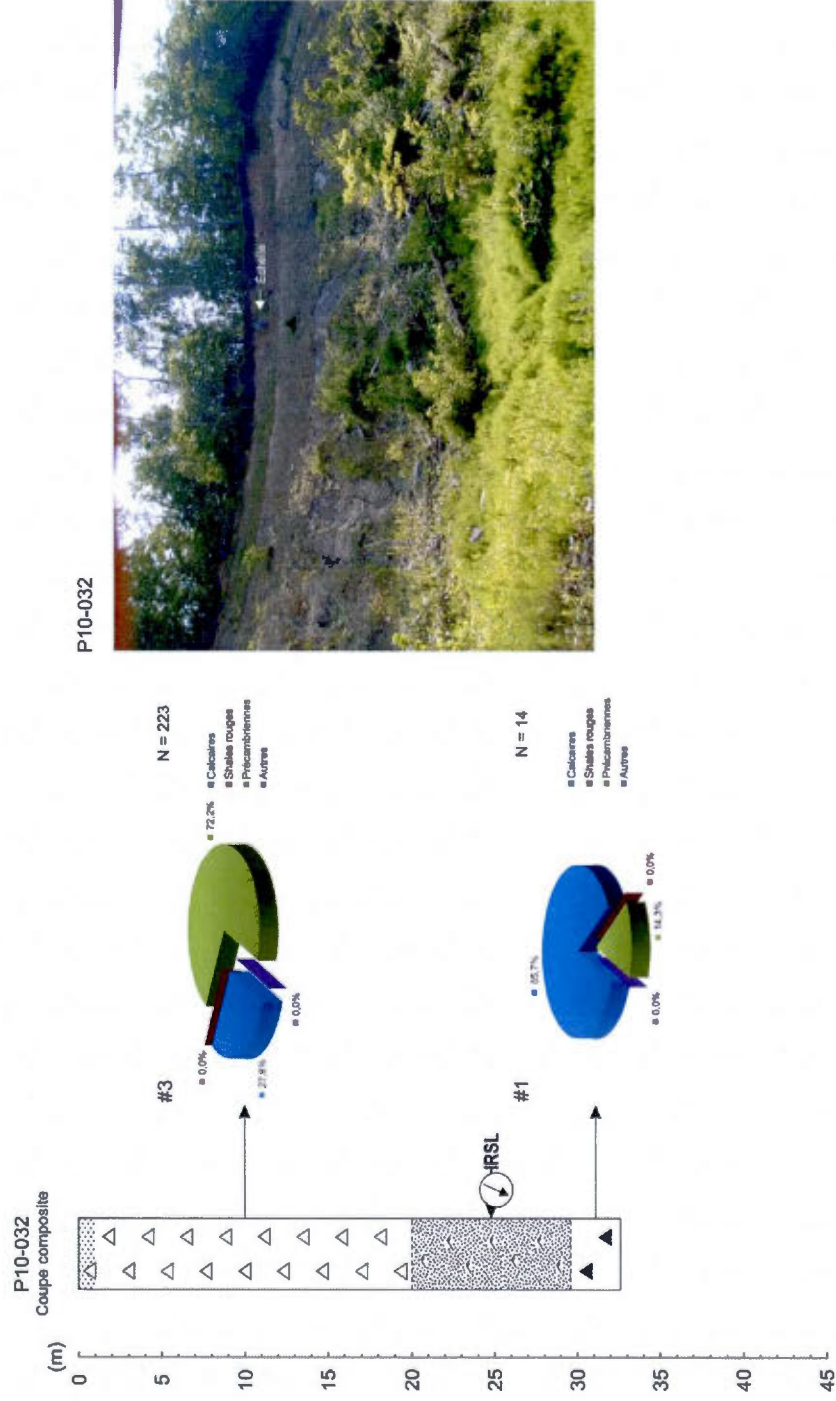


Figure 3.36 Comptages pétrographiques (fraction 4-8 mm) et paléocourant mesuré pour la Petite rivière du Chêne (section basse). La légende utilisée est la même qu'à la Figure 3.35.

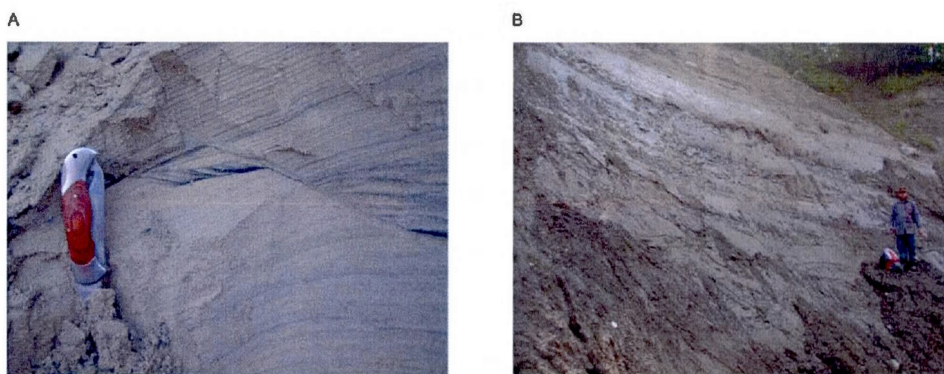


Figure 3.37 Coupe P10-032 de la section basse de la Petite rivière du Chêne. A) structures de courant dans les Sables des Vieilles-Forges, B) Till de Gentilly.

La coupe P10-040 (Figure 3.35) est située à 3,2 km de Parisville sur la rive sud-est de la Petite Rivière du Chêne à quelques 700 mètres en amont de la coupe P10-032 (Figure 3.34). À partir de 1,0 m au-dessus du niveau normal de la rivière, on retrouve 8,0 m de sédiments corrélés au faciès supérieur des Sables des Vieilles-Forges qui est associé à un épandage deltaïque (Clet et Ochietti, 1996). La base de l'unité est formée de 6,0 m de sable fin grossièrement lité à interlits de silts argileux déformés ne montrant aucune ride de courant. On trouve ensuite 1,0 m de sédiments d'origine fluvioglaciale composés de matériel dont les granulométries passent des galets arrondis à la base, à du sable fin vers le sommet. Ces dépôts exhibent un granoclassement normal à l'intérieur de structures associées à d'anciens chenaux (Figure 3.38). Le dernier mètre de cette unité est pour sa part composé de sable fin à rides de courant ascendantes montrant des paléocourants vers N180, N220, N210 et N205 (Figure 3.35). Ces valeurs montrant un drainage inverse témoignent du caractère de déposition proglaciaire deltaïque, ce qui permet de corréler ces sédiments avec les Sables des Vieilles-Forges. L'unité supérieure de cette coupe est formée par 7,3 m de till à matrice silto-sableuse, fissile, compact et contenant de 10 à 15% de clastes. Ce till, corrélu au Till de Gentilly, réagit fortement au HCl. À 4,6 m du sommet de l'unité, on note la présence d'une lentille d'environ 1 m d'épaisseur de sable fin silteux et massif à interlits diamictiques. Ces sables montrent des déformations et contiennent quelques clastes. Il est important de noter que la surface du sol est plus haute que le sommet de la coupe stratigraphique, ce qui fait que d'autres unités peuvent être présentes mais non-exposées.



Figure 3.38 Paléochenal dans la coupe P10-040 de la section basse de la Petite rivière du Chêne.

La coupe P10-035 (Figure 3.35) est située du 70 m en amont et sur la même rive que la coupe P10-040 (Figure 3.34). La base de la coupe est formée par 1,5 m d'éboulis jusqu'au niveau normal de la rivière. La première unité est composée par 3,3 m de sédiments corrélés au faciès d'épandage deltaïque des Sables des Vieilles-Forges (Clet et Ochiatti, 1996). À la base de cette unité, on retrouve 2,7 m de matériel fluvioglaciaire exhibant un granoclassement normal avec la présence de galets arrondis à la base qui passent graduellement à du sable fin vers le sommet de l'unité. Sus-jacent à ces dépôts, on trouve 0,6 m de sable fin à rides de courant ascendantes (Figure 3.39) et pour lequel on note la présence de quelques galets mous centimétriques au contact avec le banc de matériel fluvioglaciaire. L'unité supérieure aux Sables des Vieilles-Forges a été corrélée avec l'unité des Turbidites de Parisville. À la base, on retrouve environ 1,5 m (seul le premier 0,3 m au sommet est clairement visible) de rythmites sableuses présentant une faible réaction au contact du HCl. Le dernier 0,3 m au sommet de cette unité est formé d'argile-silteuse massive et compacte.



Figure 3.39 Coupe P10-035 de la section basse de la Petite rivière du Chêne.

L'unité supérieure de cette coupe est formée par la plus grande accumulation de till recensée dans les Basses-Terres au cours des travaux de terrain. En effet, ce sont 25,0 m de till qui ont été corrélés avec le Till de Gentilly. Un till à matrice silto-sableuse, fissile, compact et contenant de 10 à 15% de clastes est observé à la base de cette unité pour 21,0 m. On note cependant une variation dans la réaction au HCl, qui est forte pour les 10,0 premiers mètres à la base, puis qui devient faible vers le sommet de l'unité. Une lentille de sable moyen contenant peu de clastes a également été observée à 11,0 m du sommet de l'unité. Les 4,0 derniers mètres formant cette dernière ont une texture plus lâche et une matrice plus grossière.

Toujours sur la même rive, à environ 3,2 km au nord-ouest de Parisville (Figure 3.34), se trouve la coupe P10-025 (Figure 3.35). L'unité de base de cette coupe est formée de 16,9 m de sédiments associés à l'unité des Turbidites de Parisville. Au niveau de la Petite rivière du Chêne, on trouve des rythmites argileuses et silteuses de 2 cm d'épaisseur chacune (direction et pendage au niveau de la rivière: 12° à N238) pour 5,5 m. La Petite rivière du Chêne est d'ailleurs encaissée dans ces rythmites (Figure 3.40A). Par la suite, en se déplaçant vers le haut, on observe des successions de rythmites de tailles variables montrant des structures de courant (rides) parmi lesquelles sont intercalés des lits d'argile (Figure 3.40B). Cette portion de la coupe montre des déformations impressionnantes, tels des plis couchés (Figures 3.40B et C), ce qui témoigne des forces de cisaillement importantes ayant affecté ces sédiments. Vers le milieu de l'unité, des bancs d'argile massive de 0,4 à 0,5 m d'épaisseur entrecoupent

les rythmites qui s'amincissent et deviennent très fines. En continuant vers le sommet de l'unité, les rythmites s'épaississent à nouveau et deviennent déformées avec des structures de courant (rides, parfois entrecroisées) et sont parfois convolutées (Figures 3.40D et E). On note également une réaction modérée au HCl à environ 5 m du sommet de l'unité. Les structures visibles ainsi que les alternances de lits argileux, silteux et sableux ne sont pas sans rappeler une déposition suivant une séquence de Bouma, d'où leur association avec les Turbidites de Parisville. De plus, les déformations observées laissent présager qu'un till, en l'occurrence le Till de Gentilly, était présent au sommet de cette unité avant d'être érodé. L'unité sus-jacente est composée de 3,8 m de silts et de sable très fin montrant des traces d'oxydation et qui ont été associés à la mise en place du Till de Gentilly. La Figure 3.40F montre d'ailleurs le contact entre l'unité de base et ces sédiments pré-Gentilly. À la base de cette unité, on retrouve environ 3,3 m de ces silts et de ce sable très fin parfois massifs et grossièrement lités. On note également la présence d'un lit d'argile de 2 cm d'épaisseur à 2,7 m de la base de l'unité. À partir de 0,9 m du sommet, un litage très fin apparaît dans les sédiments tandis qu'à 0,5 m du sommet, ce sont de fines structures de courant dans le sable très fin qui deviennent visibles. L'unité coiffant cette coupe est formée par 1,6 m de sédiments holocènes. Le contact avec l'unité sous-jacente de sable fin est marqué par un lit fluvatile oxydé d'environ 5 cm d'épaisseur composé d'un mélange de sable fin, de graviers et de cailloux. Des alternances de sable fin silteux disposées en lits plus sableux entrecoupés de lits plus silteux composent cette unité corrélée aux sédiments du Lac à Lampsilis jusqu'au sommet de la coupe.

Dans la partie centrale de la Petite rivière du Chêne, on retrouve sur la rive sud-est la coupe composite P10-024 (Figure 3.42) à environ 4,6 km à l'ouest de Fortierville (Figure 3.41). L'unité de base de cette coupe est formée de 3,6 m de rythmites composées d'alternances d'argile silteuse et de sable fin silteux qui commencent à être déformées à partir de 1,8 m au-dessus du niveau de la rivière.

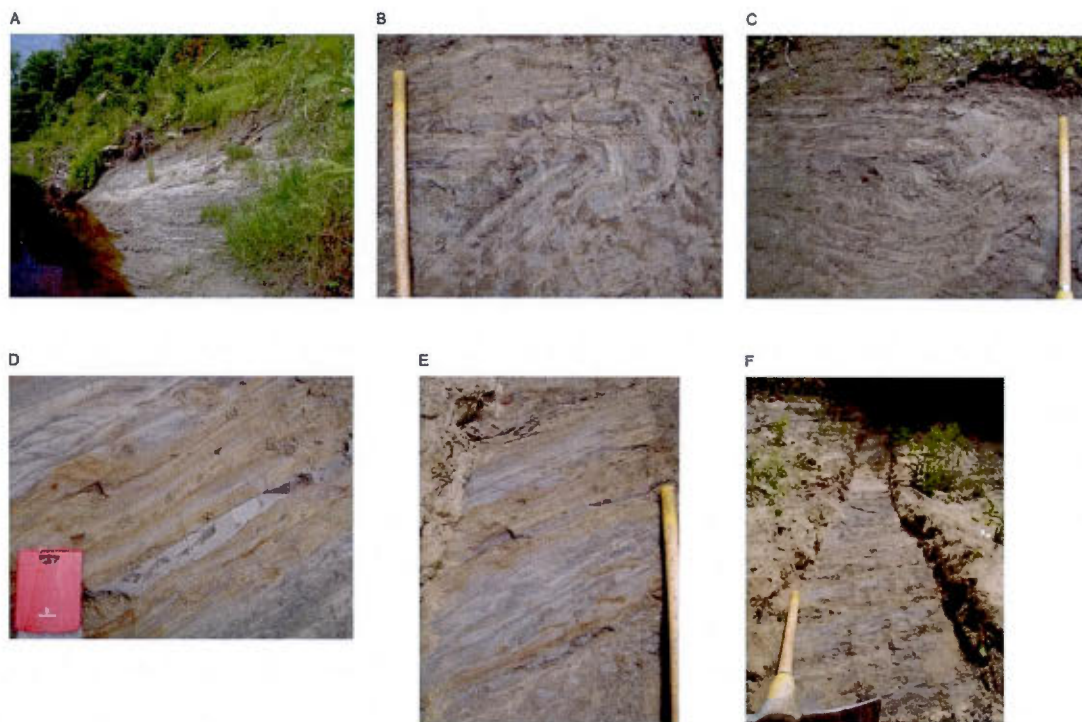


Figure 3.40 Coupe P10-025 de la section basse de la Petite rivière du Chêne. A) Petite rivière du Chêne qui est encaissée dans les rythmites associées à l'unité des Turbidites de Parisville, B) et C) déformations des rythmites (plis couchés), D) et E) déformations des rythmites et structures de courant (rides, parfois entrecroisées) qui sont parfois convolutées, F) contact en les rythmites et les sédiments associés à la mise en place du Till de Gentilly.

Cette unité a été corrélée avec les Rythmites du Saint-Maurice. On retrouve ensuite 6,3 m de till qui a été corrélé au Till de Gentilly. La base de cette unité est de couleur brunâtre et réagit faiblement au HCl. De petites lentilles de sédiments fluvioglaciaires (sables et graviers) sont disséminées dans cette portion de l'unité. Le till devient ensuite gris-brunâtre, à matrice silto-argileuse et moyennement compact. Cette portion réagit fortement au HCl et contient de 10 à 15% de clastes qui sont parfois métriques (Figure 3.43A).

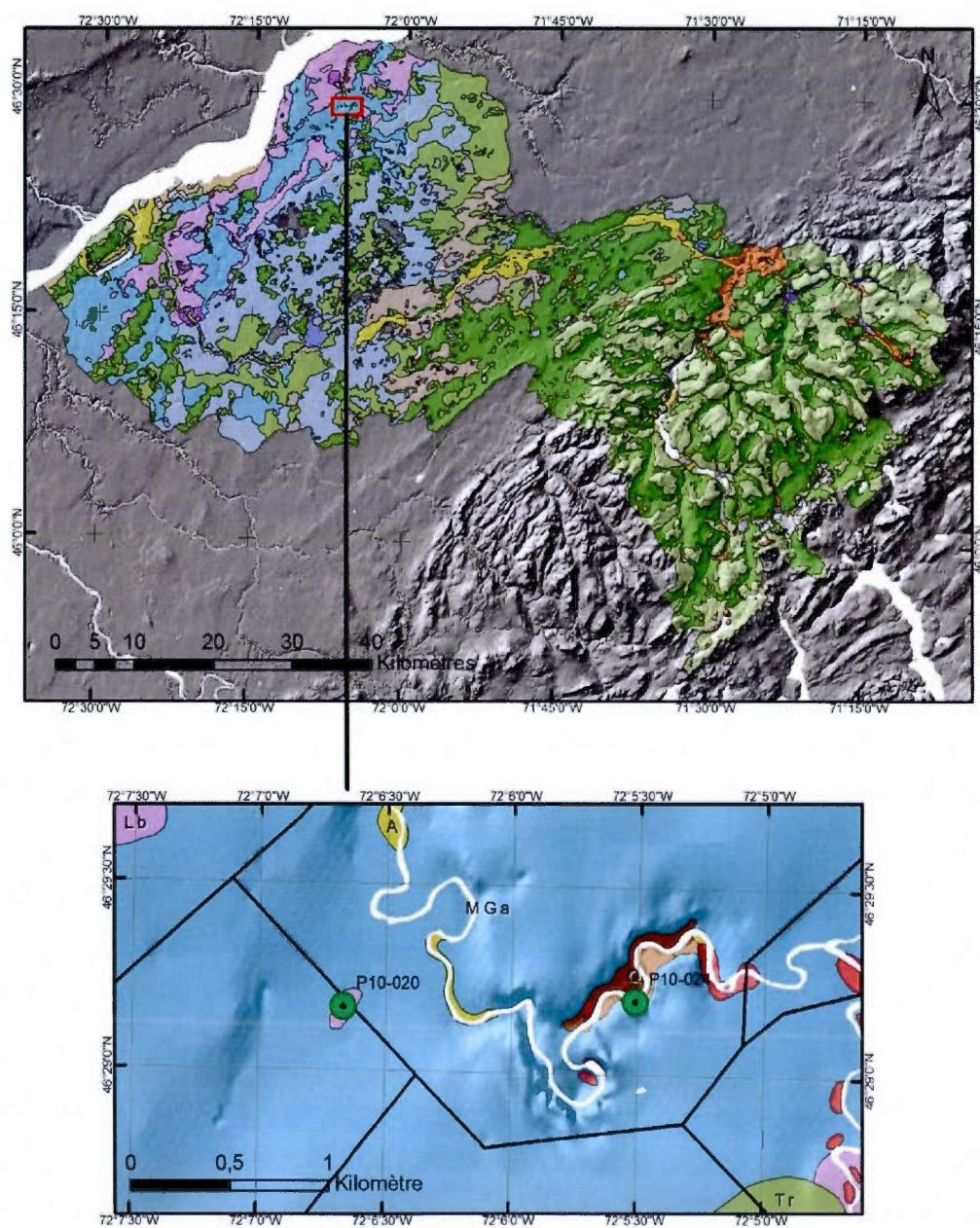


Figure 3.41 Localisation des coupes stratigraphiques de la Petite rivière du Chêne (section centrale).

Petite rivière du Chêne et ses affluents

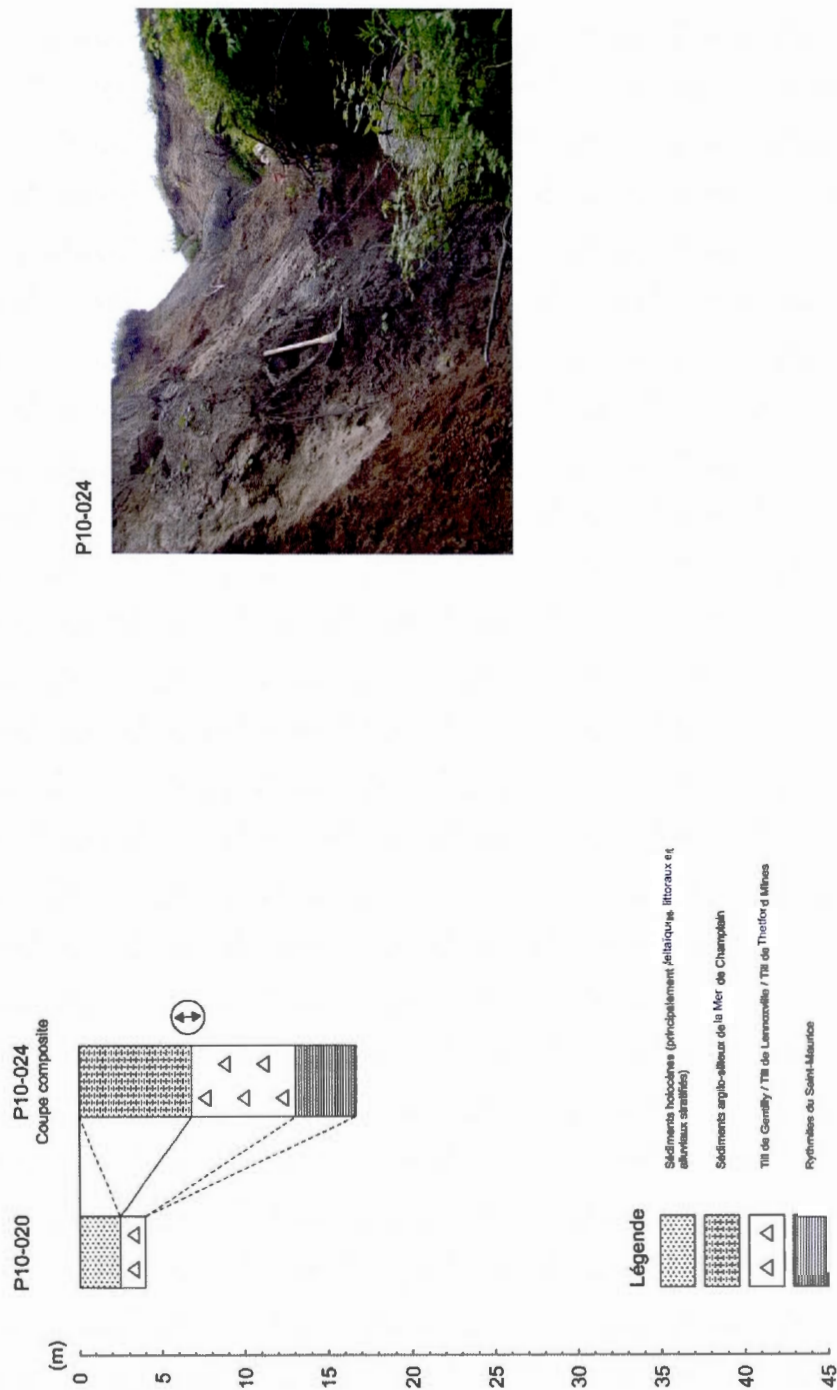


Figure 3.42 Corrélation stratigraphique pour la Petite rivière du Chêne (section centrale).

Une petite lentille de sédiments fluvioglaciers (sable très fin) de 40 cm d'épaisseur est située au contact avec la portion supérieure du till qui pour sa part est grisâtre. La Figure 3.43A montre d'ailleurs les variations de couleur de cette unité. La dernière portion de cette unité de till exhibe environ 1,5 m d'un till gris très peu compact, très argileux et légèrement silteux, contenant environ 5 à 10% de clastes. Cette portion du Till de Gentilly réagit faiblement au HCl. L'unité supérieure de cette coupe est formée par 6,8 m de sédiments associés à la phase profonde de la Mer de Champlain. Le contact entre le till sous-jacent et cette unité est marqué par 0,2 m d'argile silteuse contenant environ 1 à 2% de clastes subanguleux et qui est entrecoupée par du sable très fin très finement lité. Vient ensuite une lentille de sable fin exhibant des galets mous millimétriques et centimétriques. À la base de cette lentille, des rides entrecroisées (Figure 3.43B) montrant un paléocourant, soit vers N356 ou vers N176, sont visibles (Figures 3.42, 3.43C et D). Pour leur part, des lits plans sont visibles au sommet de la lentille. Un seul claste (centimétrique et arrondi) a été trouvé au centre de cette dernière. On retrouve ensuite 4,6 m d'argile silteuse grise et massive avec une proportion de silt qui augmente légèrement du bas vers le haut. Le sommet de cette unité est composé pour 1,5 m d'un mélange (en ordre de proportion) d'argile (1), de sable fin, moyen et grossier (2) et de silts (3) grossièrement lités et qui semblent parfois avoir été légèrement déformés.

3.3 Coupe topogéologique

Suite aux levés stratigraphiques et à l'interprétation des coupes nouvellement identifiées dans les Basses-Terres, une coupe topogéologique conceptuelle (Figure 3.44) partant du piedmont appalachien dans la région de Plessisville jusqu'aux environs de Saint-Pierre-les-Becquets le long du fleuve Saint-Laurent a été réalisée afin de montrer la complexité de la lithostratigraphie dans la partie basse de la zone Bécancour.

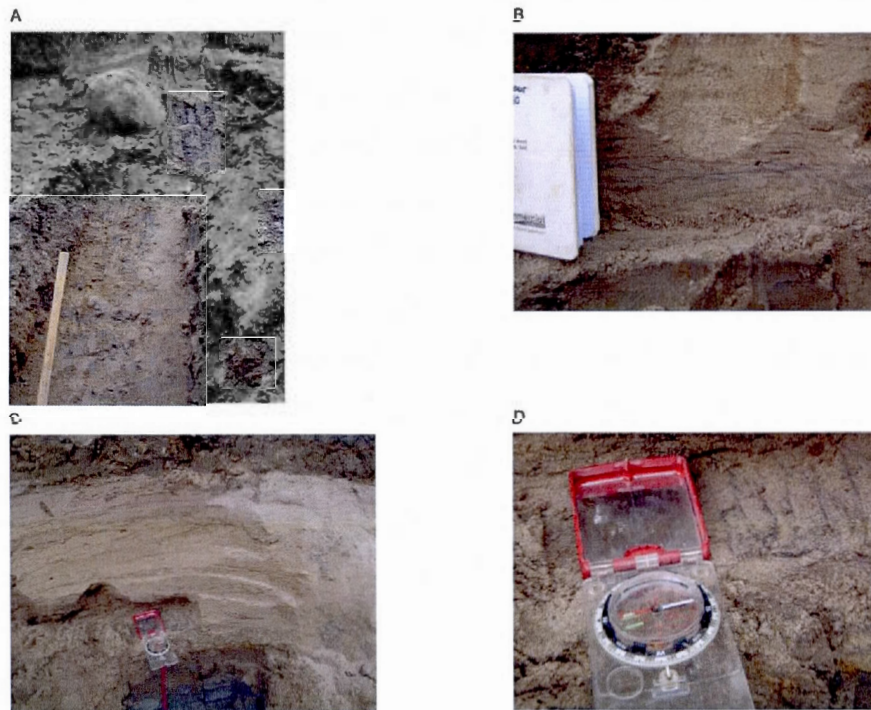


Figure 3.43 Coupe P10-024 de la section basse de la Petite rivière du Chêne. A) Till de Gentilly, B), C) et D) rides entrecroisées à la base de la lentille de sable immédiatement sus-jacente au Till de Gentilly montrant un paléocourant, soit vers N356 ou vers N176.

Cette coupe, qui a servi de modèle de base dans la conception du modèle hydrostratigraphique, montre notamment un emboîtement des argiles de la Mer de Champlain dans les sédiments antérieurs à la dernière glaciation. La forme de cette structure rappelle d'ailleurs celle d'un chenal comblé par les sédiments. L'hypothèse envisagée pour la mise en place de ces sédiments est celle d'un chenal sous-glaciaire qui aurait érodé le Till de Gentilly dans les Basses-Terres, exhibant ainsi les sédiments antérieurs à la dernière glaciation. Le chenal aurait par la suite été comblé par les argiles de la Mer de Champlain lors du maximum glaciomarin. L'érosion du Till de Gentilly aurait également exposé les Sables des Vieilles-Forges à des élévations entre 60 et 70 m *asl.* qui auraient par la suite été remaniés en surface lors de la transition marine-lacustre. Les résultats en IRSI de Ouimet *et al.* (2011) vont d'ailleurs en ce sens.

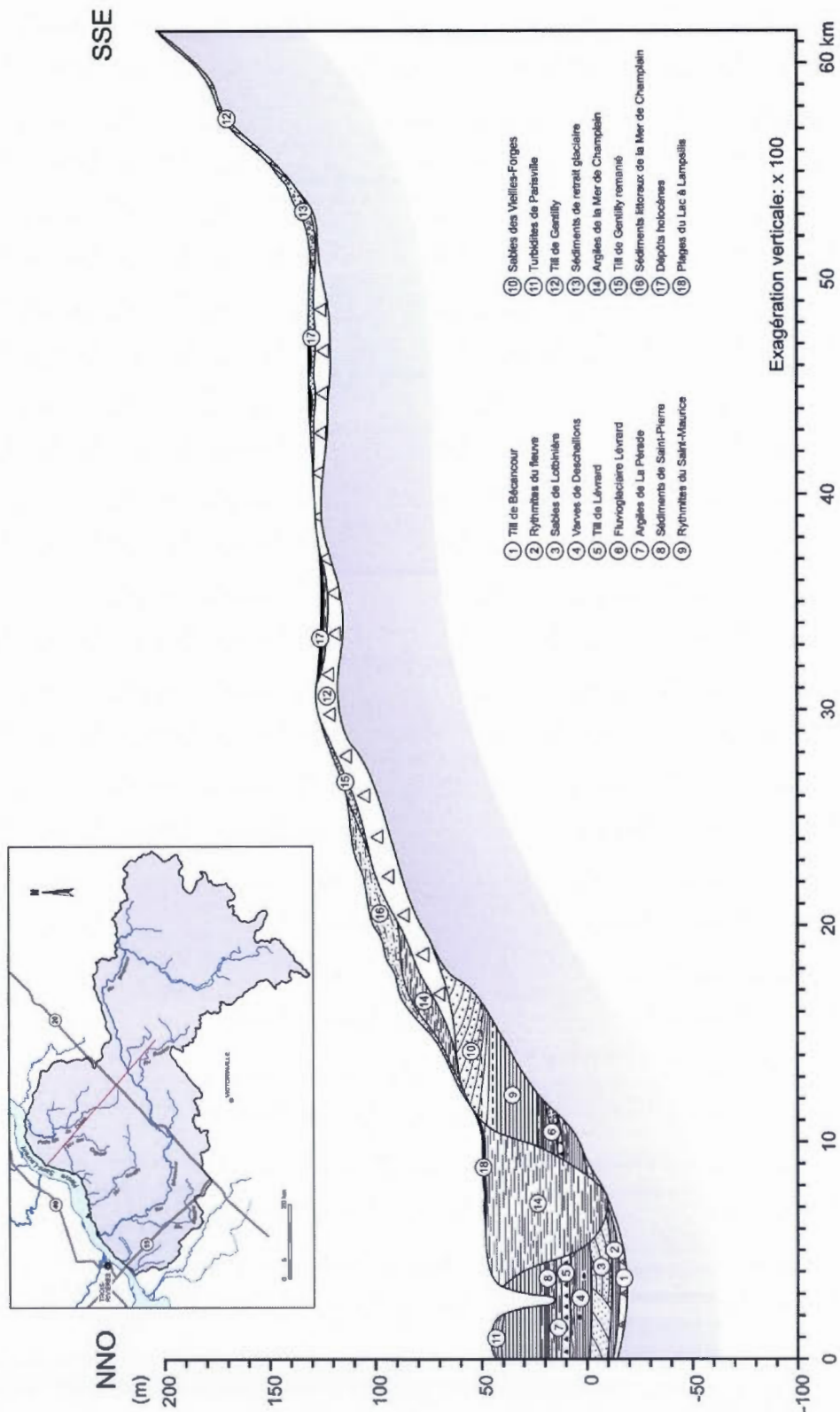


Figure 3.44 Coupe topogéologique conceptuelle

3.4 Conclusion

Les levés lithostratigraphiques réalisés sur une soixantaine de coupes situées le long des principales rivières de la portion basse de la zone Bécancour ont servi de données primaires dans la construction du squelette du modèle hydrostratigraphique. Plusieurs nouvelles coupes ont permis de revoir l'extension régionale de quelques unités lithostratigraphiques. Notamment, le Till de Bécancour, les Sables de Lotbinière, le Till de Lévrard et des sédiments fluvioglaciaires associés à la déglaciation Lévrard ont été identifiés en coupes naturelles dans les sections basse et centrale de la rivière Gentilly, principalement dans le secteur du Parc de la rivière Gentilly. Ces quatre unités, qui sont toutes situées en sous-surface, ont toutes vu leur extension régionale être revue à la hausse à la lumière de plusieurs comptages pétrographiques et de résultats en IRSI (Chapitre 5).

Les Rythmites du Saint-Maurice et les Sables des Vieilles-Forges, unités lithostratigraphiques qui n'avaient été identifiées qu'une seule fois sur la rive sud du fleuve Saint-Laurent par Hétu *et al.* (1995), ont été identifiées le long des rivières Blanche, Bécancour, Gentilly et de la Petite rivière du Chêne. De plus, les Sables des Vieilles-Forges ont été observés en surface à des élévations entre 60 et 70 m *asl.* dans plusieurs sablières situées entre le Parc de la rivière Gentilly, le secteur du Lac Rose et la rivière aux Orignaux (voir Annexe A). Cette unité lithostratigraphique s'avère être un important aquifère tel que discuté au chapitre suivant.

De plus, l'interprétation de plusieurs coupes exhibant des argiles de la Mer de Champlain ont permis de mettre à jour une importante chenalisation dans le secteur du synclinal Chambly-Fortierville. Des travaux futurs sur l'extension régionale et l'architecture verticale de ces dépôts glaciomarins d'eau profonde sont à envisager afin de valider cette hypothèse.

CHAPITRE IV

HYDROSTRATIGRAPHIE

Au cours de l'interprétation des coupes stratigraphiques et des forages pour la construction du modèle 3D (Chapitre V), il est apparu évident qu'il était nécessaire de combiner les cadres stratigraphiques régionaux (Lamothe, 1989; Clet et Occhietti, 1996; Shilts, 1981; Parent, 1987) en un seul modèle conceptuel hydrostratigraphique régional afin d'assurer une continuité et une homogénéité entre la surface et la sous-surface. La construction d'un modèle hydrostratigraphique robuste s'avérait donc nécessaire dans l'identification des zones de recharge en surface et leur connectivité avec les unités de sous-surface.

Le modèle hydrostratigraphique conceptuel réalisé pour la zone Bécancour prend en compte les deux hypothèses de corrélation de Lamothe *et al.* (1992) entre les successions lithostratigraphiques présentes sur le Bouclier canadien, dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et dans les Appalaches du Sud du Québec (Figure 3.6). L'interprétation des unités stratigraphiques en utilisant la même légende que les unités cartographiées en surface a par la suite permis de relier entre elles la surface et la sous-surface en fonction du type de sédiments identifiés. Une version modifiée de Lamothe (1993) permettant de différencier les successions sédimentaires identifiées dans la partie centrale des Basses-Terres selon leurs propriétés hydrogéologiques a été utilisée afin de transformer les unités lithostratigraphiques en unités hydrostratigraphiques.

Ce chapitre présente donc le modèle hydrostratigraphique régional utilisé pour la modélisation 3D des dépôts quaternaires ainsi que les résultats de cette modélisation pour l'ensemble du territoire de la zone Bécancour.

4.1 Modèle conceptuel pour la zone d'étude

Un tableau synthèse (Tableau 4.1) suivant les modèles proposés par Lamothe (1989), Lamothe *et al.* (1992), Clet et Occhietti (1996), Shilts (1981), Parent (1987) et Parent et Occhietti (1988; 1999) a été construit afin de représenter les unités lithostratigraphiques quaternaires rencontrées dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches pour le secteur à l'étude. Chaque unité lithostratigraphique a été différenciée selon la classification cartographique présentée dans la version 11 de la légende des formations superficielles de la CGC-Québec. Les différentes unités lithostratigraphiques observées ont pu être replacées dans le cadre régional par leur position stratigraphique ainsi que leurs caractéristiques sédimentologiques. De plus, l'utilisation de la luminescence optique comme outil géochronologique (voir chapitre V) a permis de distinguer les unités sableuses difficiles à différencier.

Pour les fins de la construction du modèle hydrostratigraphique régional, les successions stratigraphiques décrites lors des levés de terrain et de l'interprétation des forages ont été regroupées selon leurs propriétés hydrogéologiques en s'inspirant du modèle proposé par Lamothe (1993) (Figure 4.1). En effet, ce modèle a été établi en fonction de la perméabilité des unités lithostratigraphiques présentes dans la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent.

4.2 Architecture verticale des dépôts et unités hydrostratigraphiques

Au total, ce sont 12 unités hydrostratigraphiques (U1 à U12) qui ont été formellement identifiées et qui ont ainsi servi de base dans la construction du modèle 3D. Il est apparu évident suite à cet exercice que l'extension régionale ainsi que l'architecture verticale d'unités potentiellement aquifères comme les Sables des Vieilles-Forges et les Sables de Lotbinière constituaient la problématique principale de la modélisation 3D. L'utilisation de la luminescence optique (Chapitre V) a entre autre permis d'offrir une base géochronologique

dans la distinction de ces unités dans les coupes problématiques. Certaines unités hydrostratigraphiques, en l'occurrence les unités U2, U5 et U6 (Tableau 4.1), n'ont pas été identifiées dans les coupes ou forages et n'apparaissent donc pas dans la version finale du modèle 3D étant donné leur faible importance volumétrique.

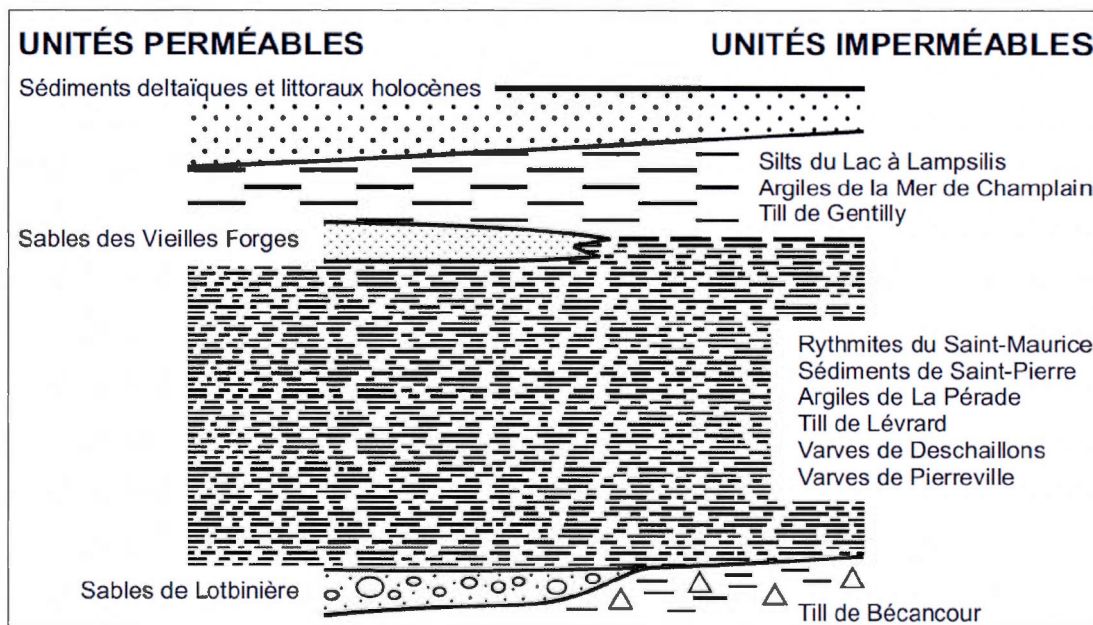


Figure 4.1 Cadre hydrostratigraphique régional (Modifié de Lamothe, 1993).

Tableau 4.1 Synthèse et corrélations stratigraphiques régionales avec la stratigraphie océanique (*Marine Isotopic Stage-MIS*) de Martinson *et al.* (1987).

Secteur Bécancour		Basses-Terres du Saint-Laurent		Piedmont	Appalaches	MIS			
Unité perméable (U1)	Cg	Dépôts holocènes	Dépôts holocènes	Dépôts holocènes	Dépôts holocènes	1			
	Ot								
	O								
	Ed								
	Ap								
	Alt								
	Ax								
	A								
Unité imperméable (U2)	Ld	Sédiments du Lac à Lampsilis							
	Lb								
Unité perméable (U3)	La	Dépôts de la Mer de Champlain	Dépôts de la Mer de Champlain	Dépôts de la Mer de Champlain					
Unité imperméable (U4)	MGB						Dépôts de la Mer de Champlain	Dépôts de la Mer de Champlain	Dépôts de la Mer de Champlain
	MGBd								
	MG								
	MGa								
Unité perméable (U5)	MG						Sédiments de lacs proglaciaires éphémères/Varves à Candona	Sédiments de lacs proglaciaires éphémères	
	MGa								
	LG	Varves à Candona							
Unité imperméable (U6)	LGb								
Unité perméable (U7)	LGd	Sédiments de retrait glaciaire	Sédiments fluvioglaciaires	Sédiments fluvioglaciaires					
	Gx								
	G								
	Tm					Till de Gentilly	Till de Gentilly	Till de Thetford Mines / Till de Lennoxville	
Tr									
Tf									
Tm									
Unité imperméable (U8)	Tc	Sédiments proglaciaires	Sédiments proglaciaires	Sédiments proglaciaires					
	G								
	LGa					Turbidites de Parisville/Rythmites d'englaciation		Gayhurst / Sédiments de lac proglaciaires éphémères	
Unité perméable (U9)	LGd	Sables des Vieilles-Forges							
Unité imperméable (U10)	La	Gray varves / Rythmites du Saint-Maurice							
	A et Q	Sédiments de Saint-Pierre							
	MGa	Argile de La Pérade (?)							
	Gx	Fluvioglaciaire Lévrard (?)							
	Tc	Till de Lévrard				Till de Chaudière	Till de Chaudière		
	LGa	Varves de Deschailions (varves du Cap Lévrard) / Rythmites de la Rivière aux Vaches				Rythmites d'englaciation du Massawippi	Rythmites d'englaciation du Massawippi		
Unité perméable (U11)	A	Sables de Lotbinière / Sédiments de Pointe-Fortune	Formation de Massawippi	Formation de Massawippi	5				
Unité imperméable (U12)	LGa	Rythmites du fleuve / Lower rythmites / Varves de Pierreville			6				
	Tc	Till de Bécancour	Till de Johnville	Till de Johnville					
	A			Sédiments Pré-Johnville					
	LGa								
A									
Secteur Bécancour		Basses-Terres du Saint-Laurent		Piedmont	Appalaches	MIS			

4.2.1 Modélisation

À la base de la construction du modèle 3D, une cinquantaine de coupes ont été décrites, et plus de 1000 forages de sources diverses (SIH, SIGPEG, consultants, etc.) couvrant la totalité de la zone cartographiée (voir Chapitre II) ont été interprétés en fonction du modèle conceptuel présenté au Tableau 4.1. Les descriptions détaillées des coupes stratigraphiques constituent les données les plus fiables pour le modèle 3D régional en respectant la méthodologie établie par Ross (2005). Ces descriptions sont représentées aux Chapitre III et en annexe (Annexe A). À partir de ces données, 170 coupes topogéologiques ont été réalisées dans la partie aval de la zone Bécancour grâce au logiciel GMS (Groundwater Modelling System, version 8) en reliant entre elles les données stratigraphiques les plus fiables (coupes naturelles et forages au roc) interprétées selon le modèle conceptuel hydrostratigraphique et en ajustant les contacts géologiques en fonction des surfaces d'érosion, de l'incision des rivières et de la topographie du roc. Ces coupes ont par la suite permis de contraindre le modèle 3D lors de l'interpolation des surfaces et des volumes.

Les Figures 4.2 à 4.8 montrent six coupes topogéologiques qui ont été générées à partir du modèle 3D final une fois l'interpolation complétée. Les coupes A, B, C et D traversent les principales rivières de la partie basse de la zone Bécancour. Pour leur part, les coupes E et F traversent longitudinalement le synclinal Chambly-Fortierville où les accumulations de dépôts meubles et la stratigraphie y sont les plus importantes au point de vue hydrogéologique. Ces coupes montrent l'architecture verticale des différentes unités hydrostratigraphiques décrites aux sections 4.2.2 à 4.2.10.

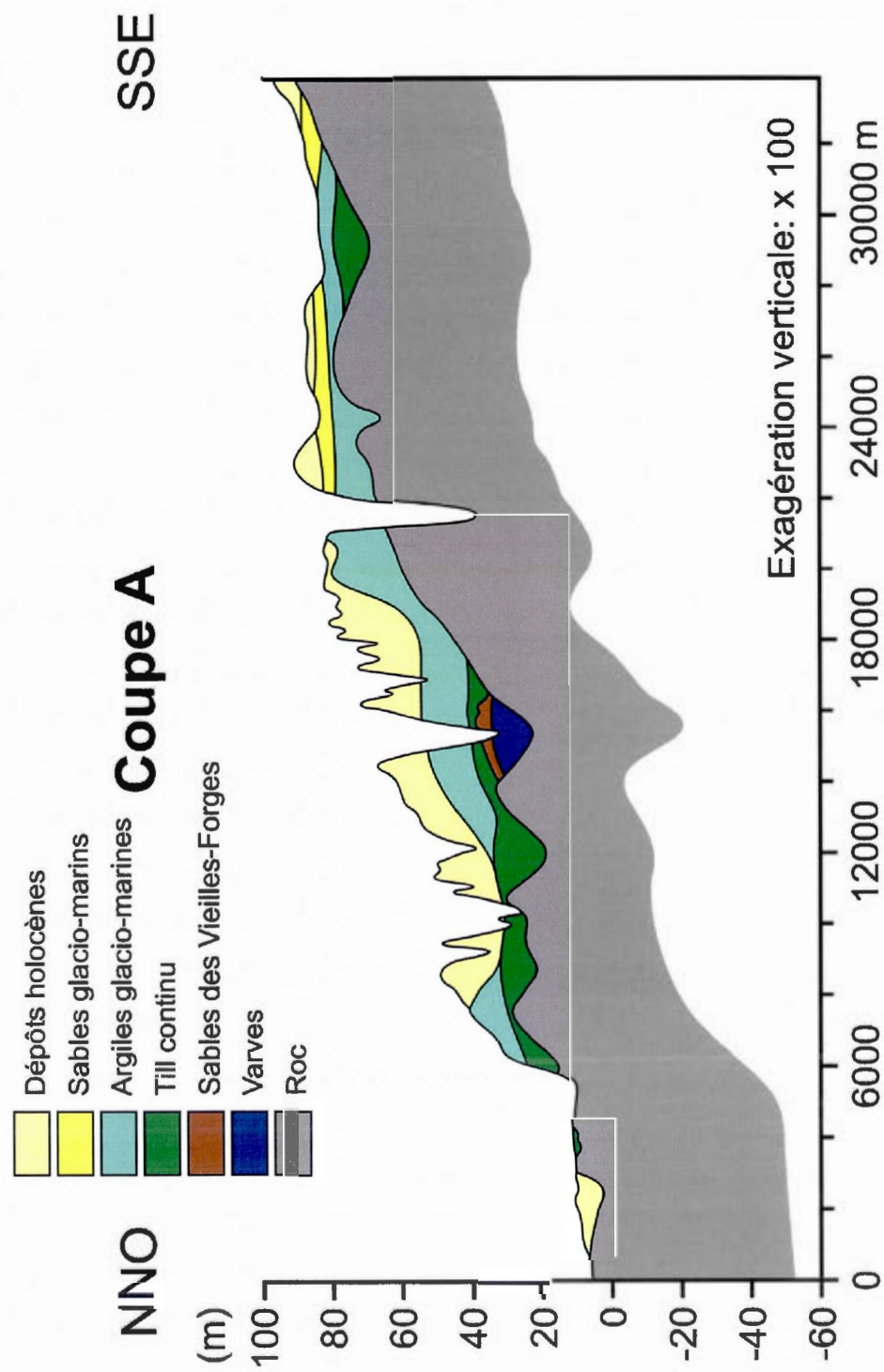


Figure 4.3 Coupe topogéologique A.

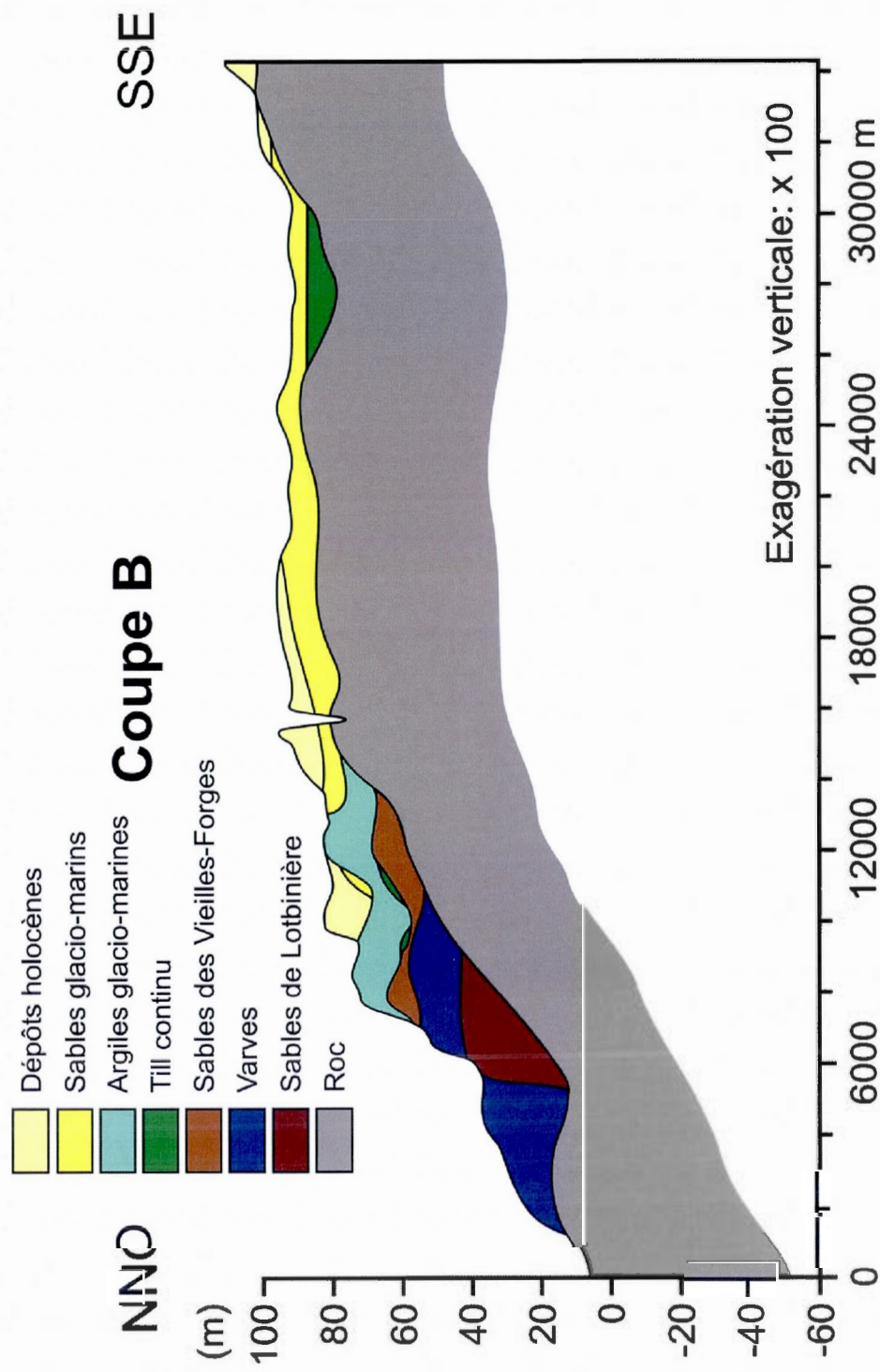


Figure 4.4 Coupe topogéologique B.

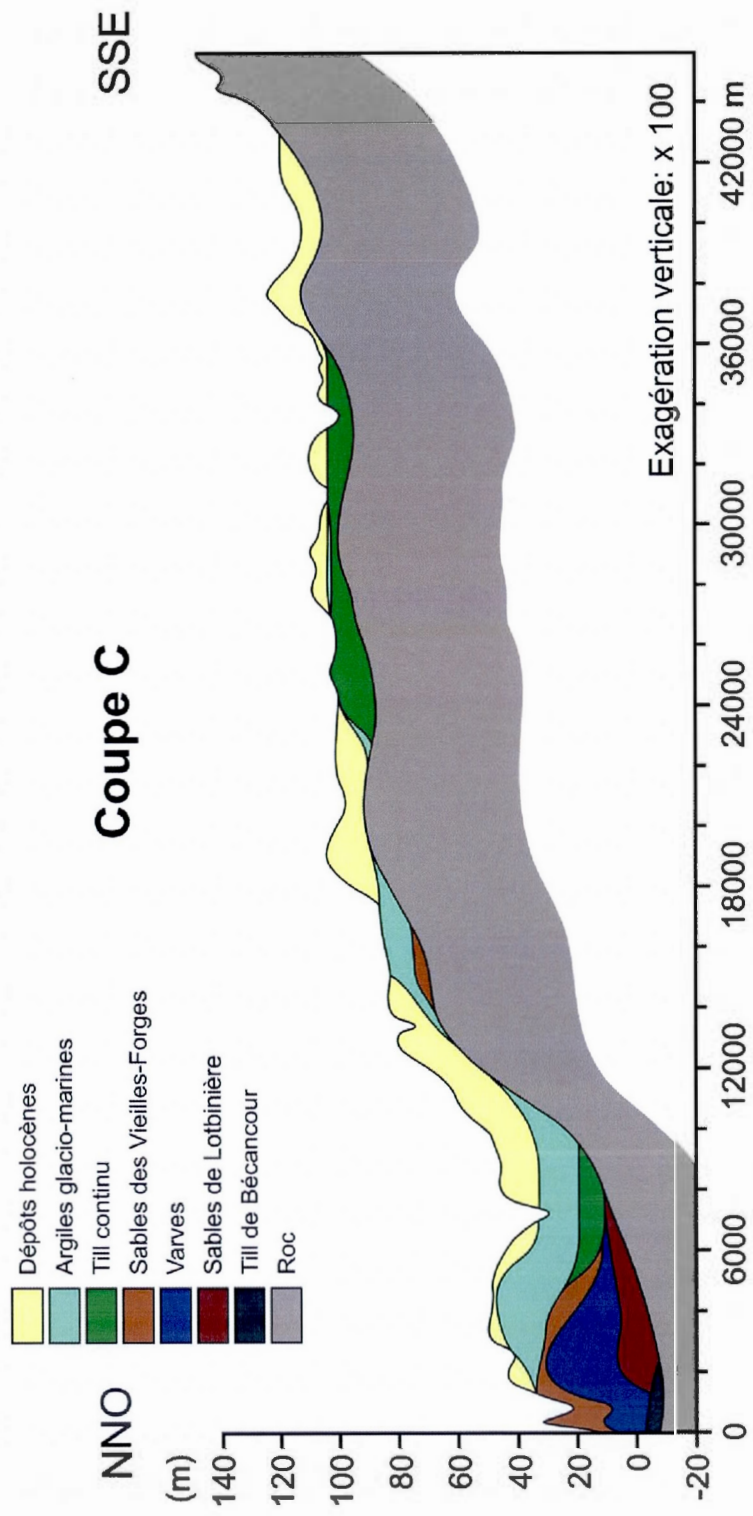


Figure 4.5 Coupe topogéologique C.

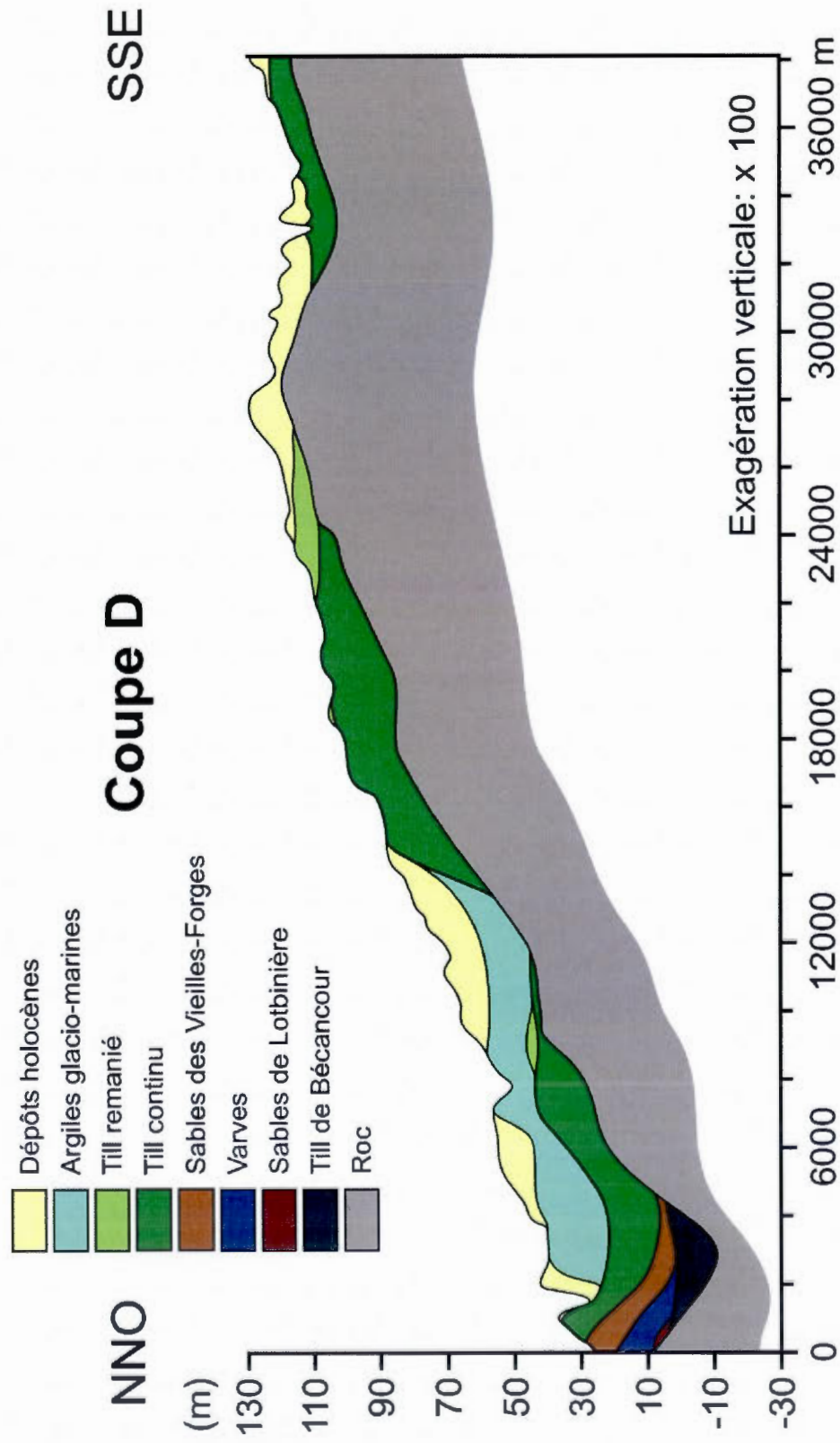


Figure 4.6 Coupe topogéologique D.

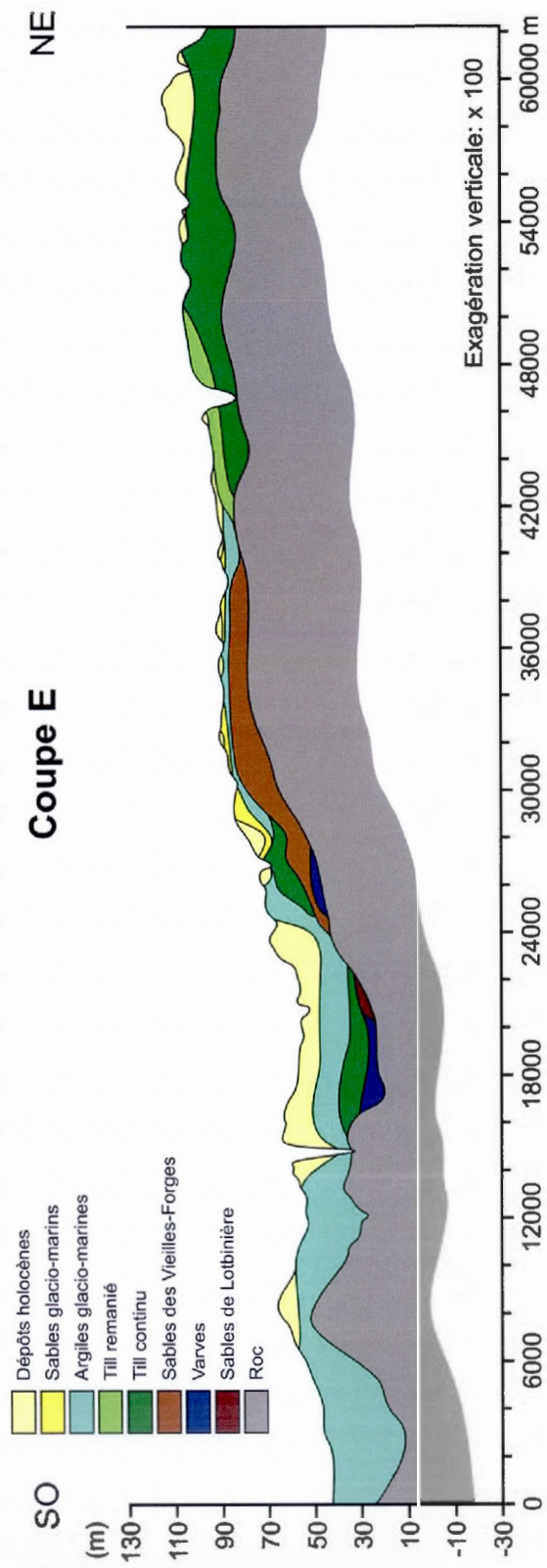


Figure 4.7 Coupe topogéologique E.

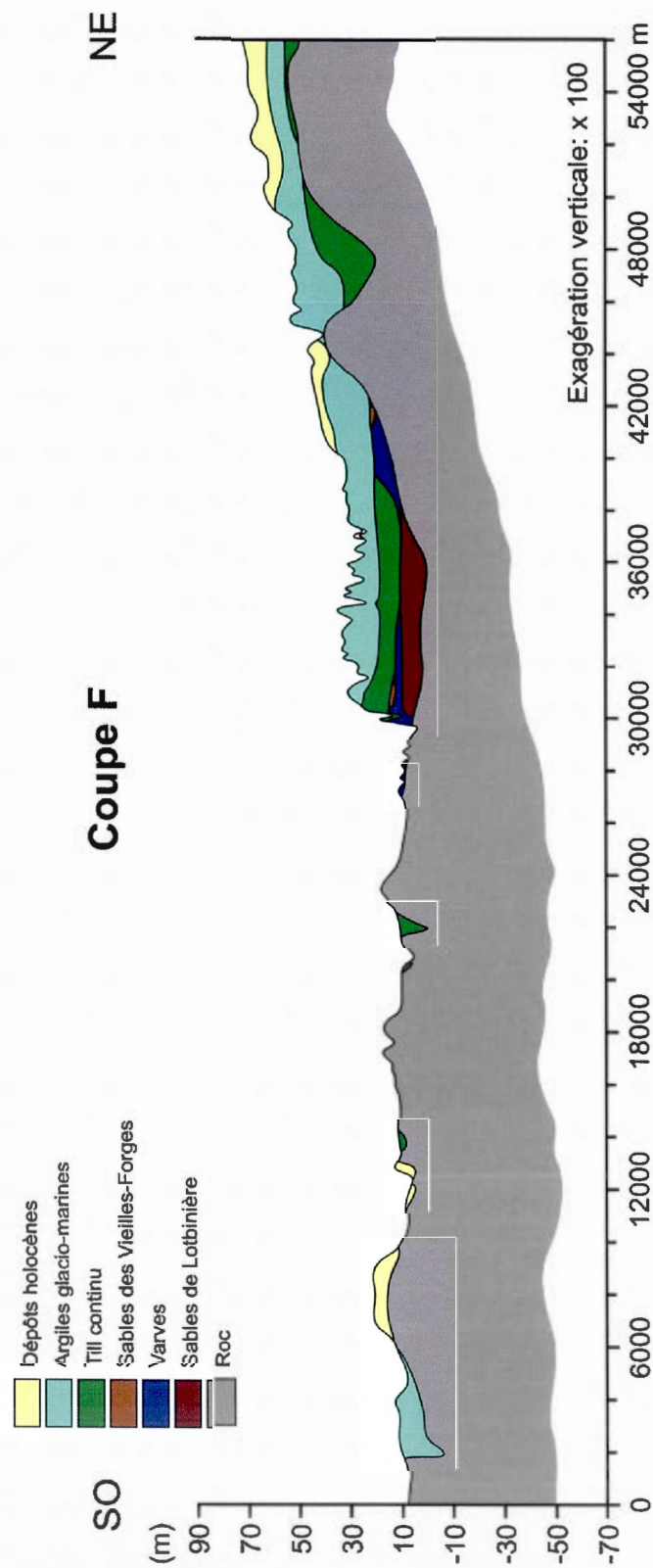


Figure 4.8 Coupe topogéologique F.

Les volumes générées à partir du modèle 3D pour chacune des unités hydrostratigraphiques sont présentés aux Figures 4.9 à 4.25. Les principaux cours d'eau de la zone d'étude ont été superposés au relief ombré du roc. Les dimensions des axes du solide mesurent respectivement 118,5 km en X, 83 km en Y et 719 m en Z. Il est important de noter que la valeur en Z comprend un minimum de 50 m de roc, visible au niveau du fleuve, qui a été considéré dans les dimensions du solide pour la modélisation hydrogéologique. La valeur maximale d'élévation atteinte par le roc sur le territoire modélisé est de 669 m. De plus, l'épaisseur minimale de chacune des unités est de 2 m, ce qui explique la forte représentation de roc affleurant dans les Appalaches étant donnée la forte présence de till en couverture mince (0,3 à 1 m d'épaisseur).

4.2.2 Sédiments corrélés aux tills de Bécancour et Johnville, et aux rythmites associées (U12)

Cette unité à la base de la colonne stratigraphique, utilisée dans le modèle conceptuel hydrostratigraphique (Tableau 4.1), est considérée comme le plus ancien témoin sédimentaire glaciaire dans la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent (Lamothe, 1989). Dans le modèle conceptuel, elle est composée des tills illinoisien (?) de Bécancour et de Johnville. Ce dernier n'a pas été identifié dans les Appalaches, tandis que le Till de Bécancour et les rythmites associées ont été aperçues principalement le long des sections basse et centrale de la rivière Gentilly (Figure 4.9). Cette unité a également été repérée en forage dans les secteurs de Saint-Pierre-les Becquets et de Deschaillons (Lamothe, 1989) et est considérée comme une formation aquitard (Lamothe, 1993).

4.2.3 Sédiments associés aux Sables de Lotbinière (U11)

L'unité hydrostratigraphique des Sables de Lotbinière (Tableau 4.1) était dans la première version du modèle 3D surreprésentée et mal distribuée. De plus, de nombreux reliquats d'interpolation venaient fausser la distribution relative de ces sédiments. Toutefois, l'utilisation de la luminescence (Chapitre V) a permis de redéfinir l'extension régionale et le volume de cette unité, faisant passer ce dernier de 0,4 à 0,9 km³ dans le modèle 3D final (Figures 4.10 et 4.11)

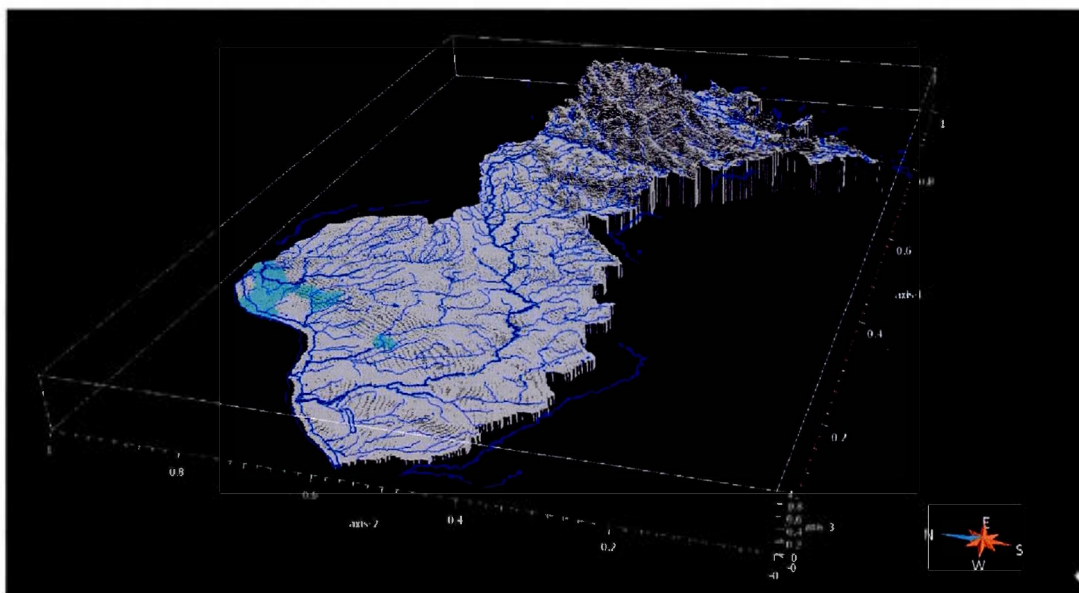


Figure 4.9 Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U12 (tills de Bécancour et de Johnville, et rythmites associées).

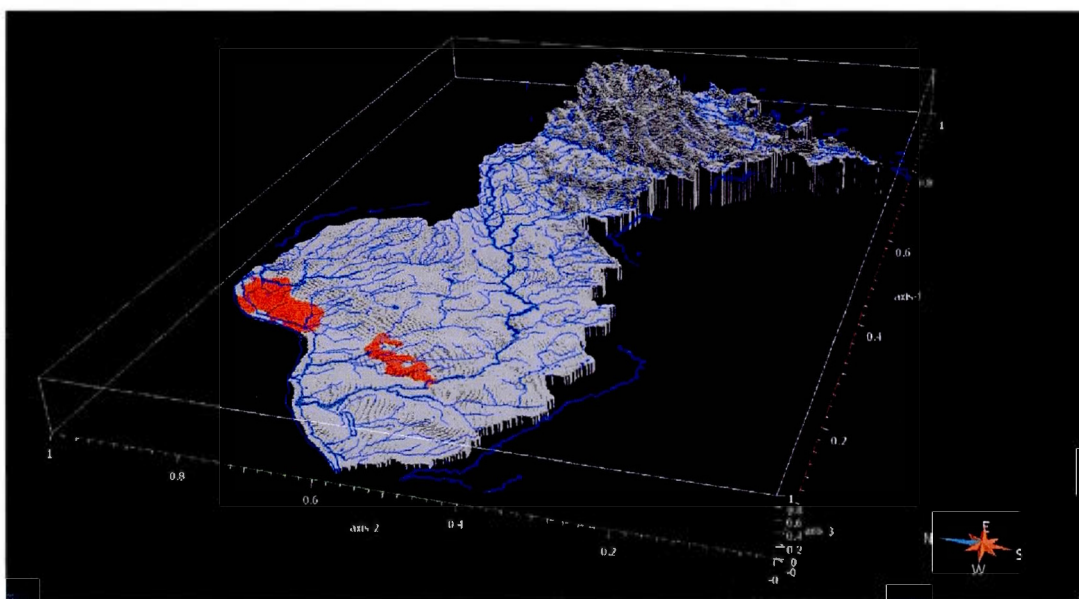


Figure 4.10 Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U11 (Sables de Lotbinière).

Malgré la compacité des sédiments associés aux Sables de Lotbinière, ces derniers constituent le deuxième aquifère semi-captif en importance après les Sables des Vieilles-Forges (U9). Cet aquifère presque entièrement confiné, à l'exception de quelques occurrences en coupes naturelles le long de la rivière Gentilly (Chapitre III), se trouve en majeure partie en bordure du fleuve Saint-Laurent entre Deschaillons et Saint-Pierre-les-Becquets. De plus, le volume situé le long de la section centrale de la rivière Gentilly a été calculé à l'aide de trois coupes exhibant des Sables de Lotbinière, dont deux pour lesquelles un faciès plus rythmé de ces sédiments a été identifié (se référer aux descriptions des coupes P10-016 et P10-039 au Chapitre III). Le substrat de ce volume peut donc être considéré comme étant moins transmissif que celui situé le long du fleuve Saint-Laurent en bordure du synclinal de Chambly-Fortierville.

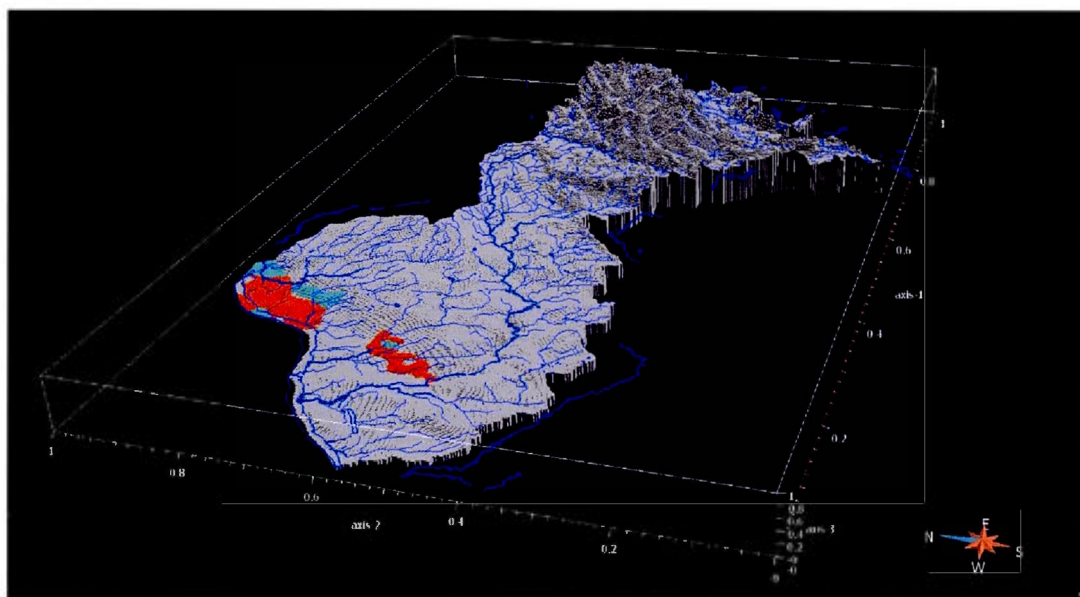


Figure 4.11 Étendue spatiale des Sables de Lotbinière (U11) et de l'unité sous-jacente U12.

4.2.4 Sédiments associés à la glaciation Lévrard et Chaudière et à l'Interstade de Saint-Pierre. (U10)

L'unité hydrostratigraphique U10 (Tableau 4.1) se trouve majoritairement dans les Basses-Terres, malgré que certaines coupes des Appalaches puissent exhiber des sédiments associés au Till de Chaudière. Cette unité est considérée comme une formation aquitard étant donnée la présence de sédiments fins et rythmés d'origine glaciolacustre et d'un till généralement très compact. Bien que quelques amas fluvioglaciaires associés à la déglaciation Lévrard aient été observés dans la section centrale de la rivière Gentilly (Figures 4.12 et 4.13), ces accumulations possèdent trop peu d'importance volumétrique pour conférer un quelconque potentiel aquifère à cette unité.

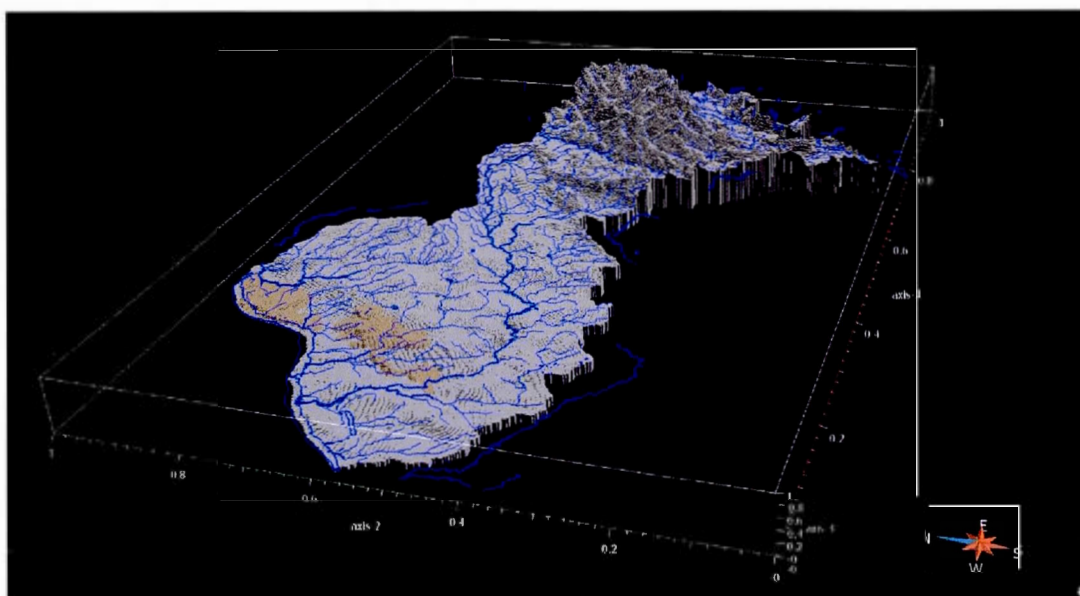


Figure 4.12 Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U10 (sédiments associés à la glaciation Lévrard et Chaudière et à l'Interstade de Saint-Pierre).

4.2.5 Sables des Vieilles-Forges (U9)

Cette unité hydrostratigraphique (Tableau 4.1) a été décrite à plusieurs endroits le long des rivières Gentilly et Bécancour, et de la Petite rivière du Chêne. Les travaux en IRSI de Ouimet *et al.* (2011) sur les sédiments du Lac à Lampsilis ont permis de révéler que ces

accumulations formaient de vastes épandages sableux dans le secteur du lac Rose. Celles-ci étaient auparavant interprétées comme sédiments deltaïques et littoraux lacustres alors qu'elles sont en fait des Sables des Vieilles-Forges remaniés en surface par les eaux du Lac à Lampsilis.

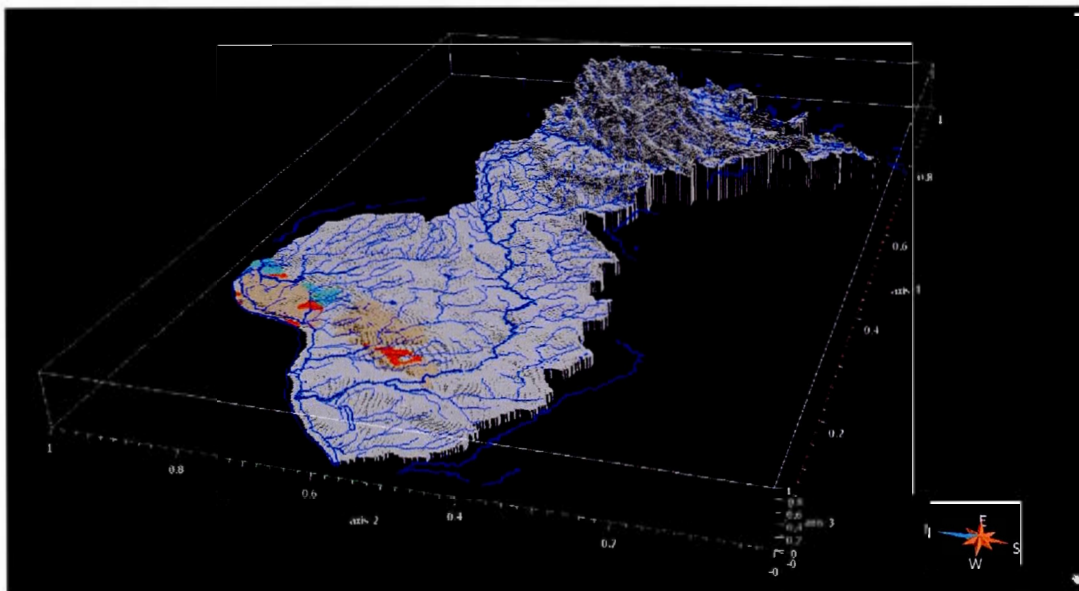


Figure 4.13 Étendue spatiale de l'unité hydrostratigraphique U10 et des unités sous-jacentes (U12 et U11).

La présence en surface de ces sédiments a donc fortement contraint le modèle 3D qui, dans sa première version, montrait un volume pour cette unité hydrostratigraphique de $0,39 \text{ km}^3$. Ce volume est passé dans la version finale à $2,6 \text{ km}^3$ (Figures 4.14 et 4.15). Les Sables des Vieilles-Forges constituent une nappe libre lorsqu'ils affleurent en surface dans le secteur du lac Rose. Cette nappe est plutôt confinée le long des rivières Bécancour, Gentilly et de la Petite rivière du Chêne. L'extension régionale, la connectivité, ainsi que l'épaisseur de cette unité confère à l'aquifère un potentiel intéressant d'exploitation. Toutefois, sa connectivité relativement importante avec la surface le rend plus vulnérable à la contamination.

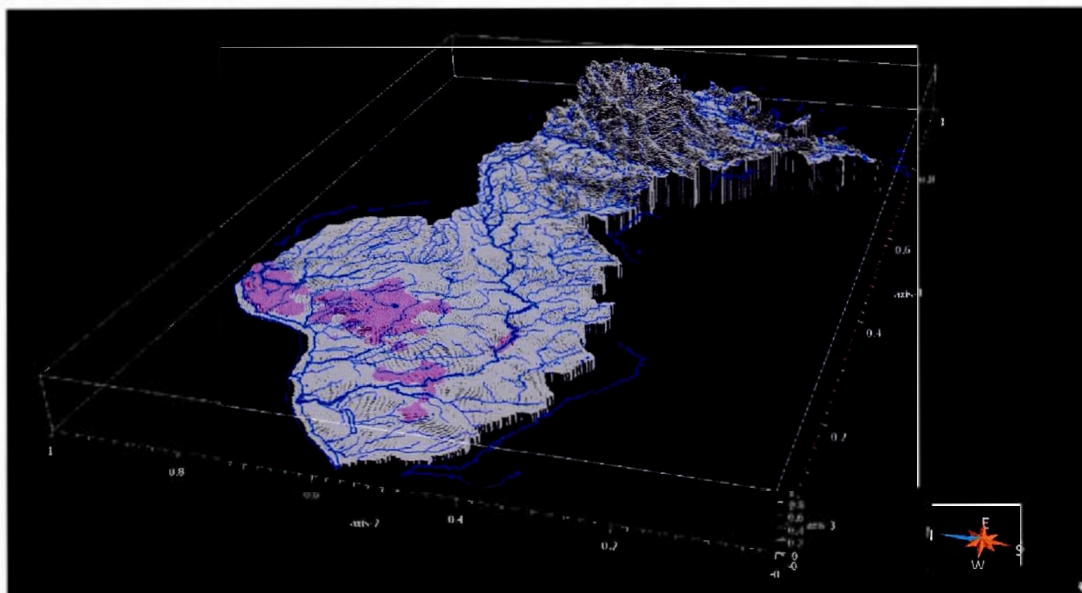


Figure 4.14 Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U9 (Sables des Vieilles-Forges).

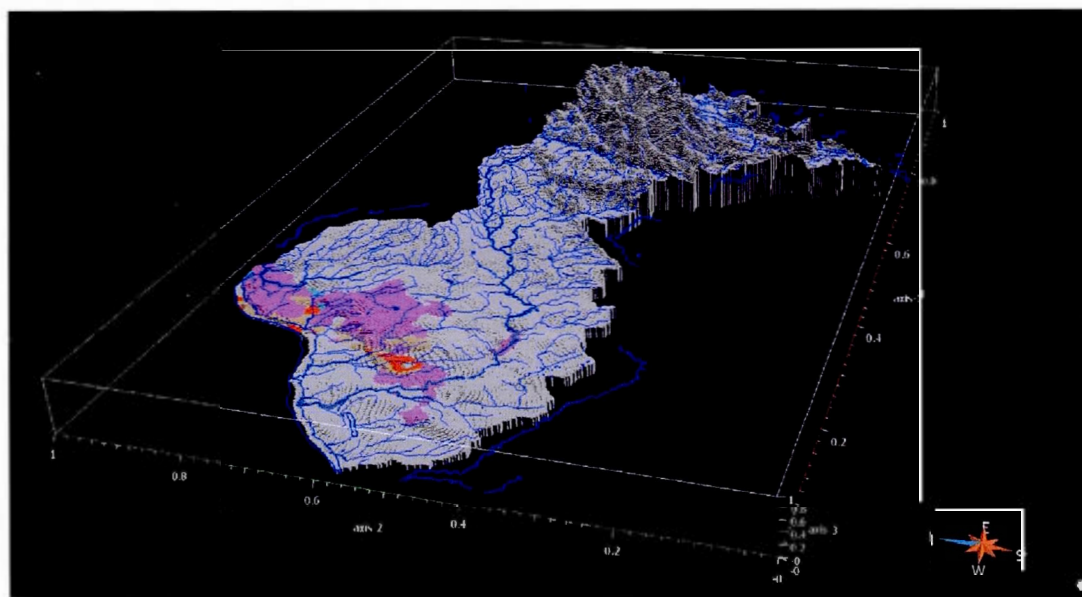


Figure 4.15 Étendue spatiale des Sables des Vieilles-Forges et des unités sous-jacentes (U12, U11 et U10).

4.2.6 Sédiments d'englaciation et de la dernière glaciation (U8)

L'unité hydrostratigraphique U8 (Tableau 4.1) est formée des sédiments d'englaciation et de la dernière avancée glaciaire associés aux tills de Gentilly, de Lennoxville et de Thetford Mines. Ces sédiments sont en général très présents en surface sur l'ensemble de la zone d'étude. Cependant, ces dépôts sont surtout identifiés en sous-surface dans les Basses-Terres, dans l'axe formé par le pli synclinal Chambly-Fortierville (Figure 1.6). Cette unité constitue une formation aquitard d'importance étant donnée l'extension régionale de ces dépôts, la compacité de ces sédiments et la présence de silts-argileux dans toutes les unités stratigraphiques formant U8 (Figures 4.16 et 4.17).

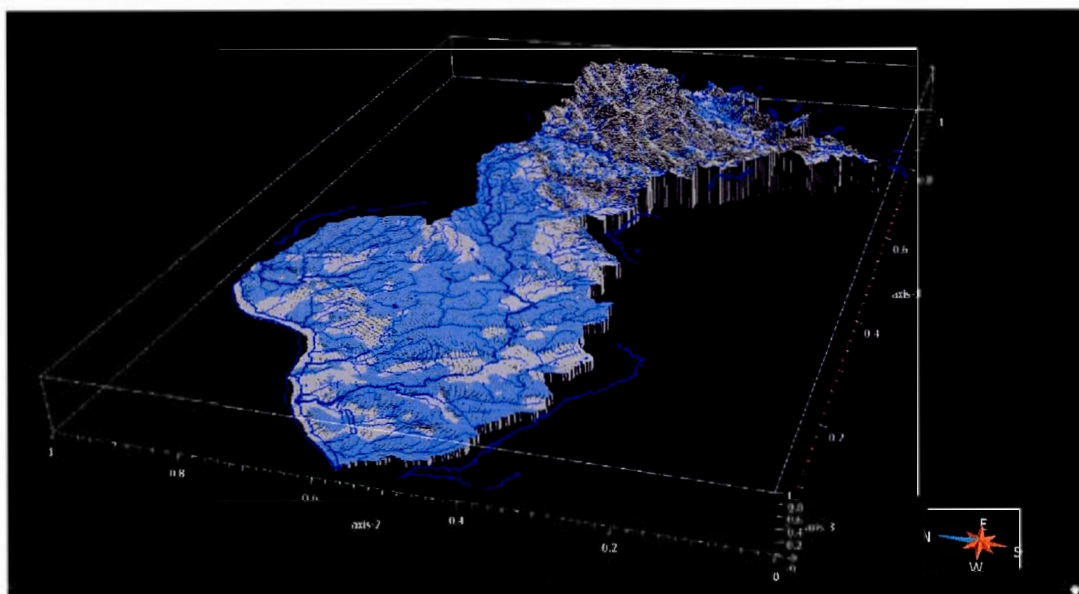


Figure 4.16 Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U8 (sédiments d'englaciation et de la dernière glaciation).

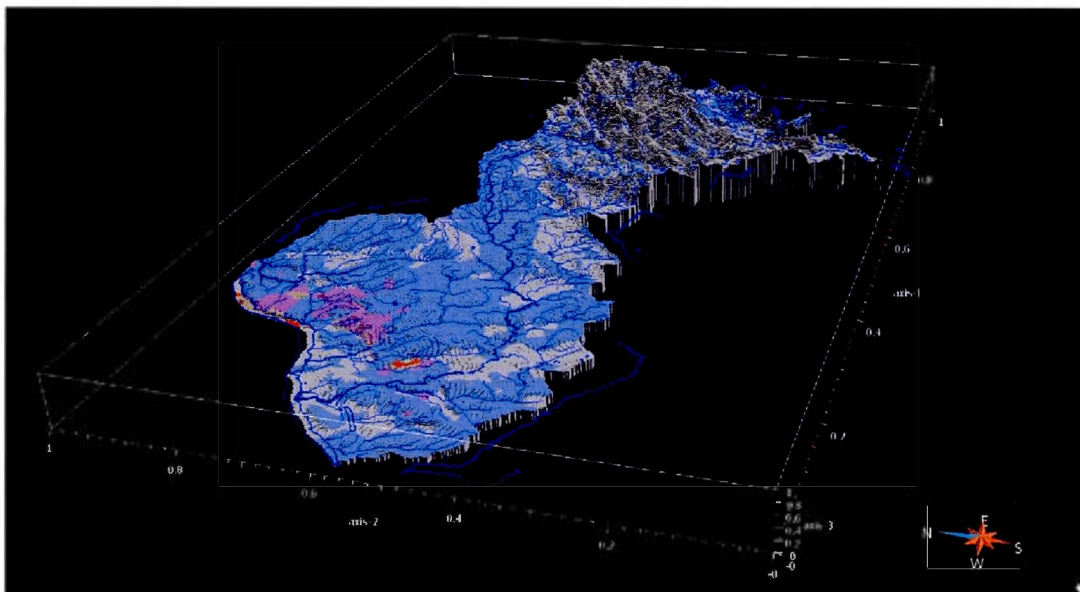


Figure 4.17 Étendue spatiale de l'unité hydrostratigraphique U8 et des unités sous-jacentes (U12, U11, U10 et U9).

4.2.7 Sédiments de retrait glaciaire et till remanié (U7)

Les sédiments de l'unité hydrostratigraphique U7 (Tableau 4.1) sont essentiellement composés de sédiments de la dernière déglaciation et de till remanié en couverture mince ou continue. Cette unité est principalement observable en surface où le till remanié occupe les élévations situées sous la limite marine de 175 m (Figures 4.18 et 4.19). Pour leur part, les sédiments de contact glaciaire sont surtout visibles dans les Appalaches. On en retrouve des épaisseurs supérieures à 30 m dans les vallées des rivières Bécancour et Palmer. Malgré son étendue spatiale, le manque de connectivité latérale entre ces accumulations fluvioglaciaires et la faible épaisseur de remaniement du till ne permettent pas de conférer à cette unité un potentiel d'aquifère régional. Localement toutefois, ces amas fluvioglaciaires peuvent agir comme zone de recharge pour la nappe en plus de servir pour l'approvisionnement ponctuel de particuliers.

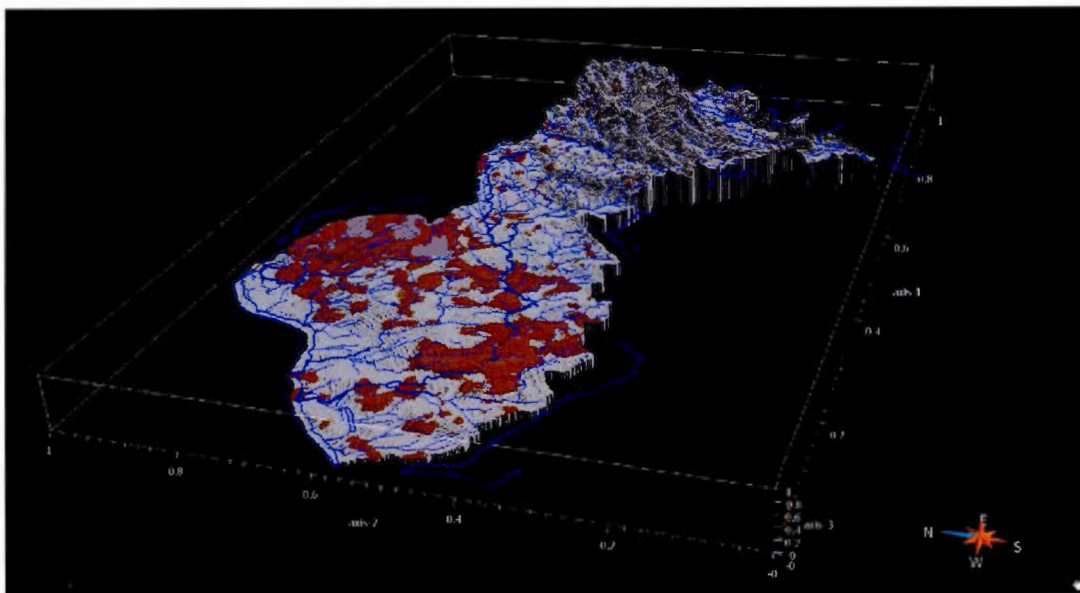


Figure 4.18 Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U7 (sédiments de retrait glaciaire et till remanié).

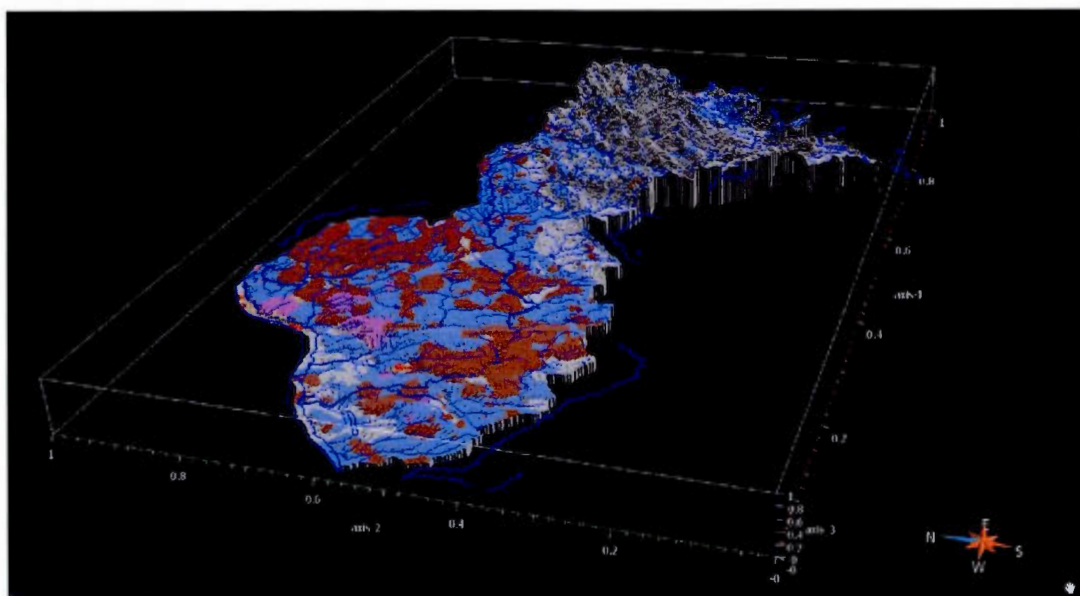


Figure 4.19 Étendue spatiale de l'unité hydrostratigraphique U7 et des unités sous-jacentes (U12, U11, U10, U9 et U8).

4.2.8 Sédiments d'eau profonde de la Mer de Champlain (U4)

Les sédiments glaciomarins d'eau profonde (Tableau 4.1) se retrouvent principalement dans la section basse du bassin versant de la rivière Bécancour (Figures 4.20 et 4.21). Cette unité hydrostratigraphique constitue une formation aquitard d'importance dans le modèle 3D. La présence d'épaisseurs d'argile-silteuse supérieures à 40 m localement dans l'axe du synclinal de Chambly-Fortierville confère un fort pouvoir de confinement à cette unité. De plus, les accumulations argilo-silteuses montrent la présence d'une certaine chenalisation dans la section basse du bassin versant, laissant présager qu'un surcreusement était présent à cet endroit préalablement à la mise en place de ces dépôts. Une des hypothèses envisagée pour la création de cet important chenal serait le drainage sous-glaciaire du Lac à Candona (M. Lamothe, comm. pers., 2010). La coupe stratigraphique de la carrière de Manseau (Annexe A) exhibe d'ailleurs de nombreux galets mous (*clayballs*) formés de rythmites argilo-silteuses enchâssées dans les sédiments fluvioglaciaires qui auraient été mis en place lors du drainage de ce lac.

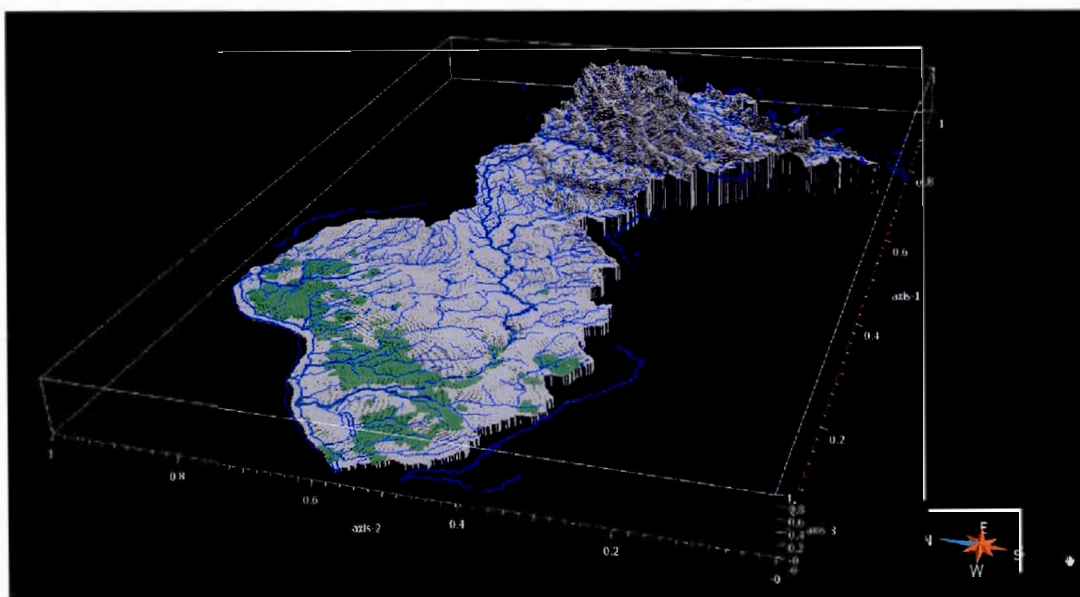


Figure 4.20 Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U4.

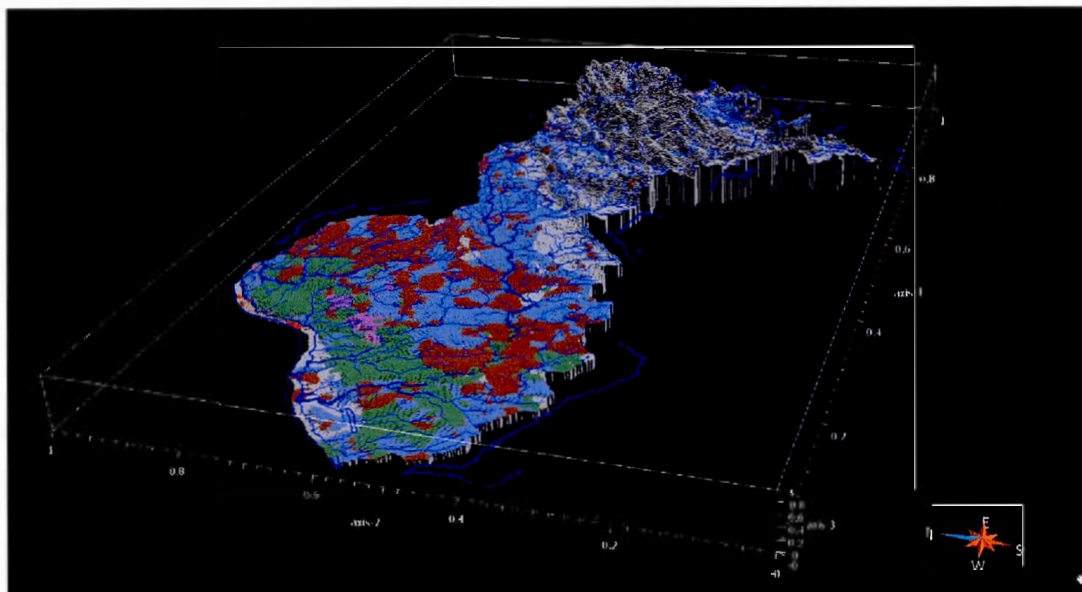


Figure 4.21 Étendue spatiale de l'unité hydrostratigraphique U4 et des unités sous-jacentes (U12, U11, U10, U9, U8 et U7).

4.2.9 Sédiments littoraux et deltaïques de la Mer de Champlain (U3)

Les sédiments glaciomarins littoraux et deltaïques de la Mer de Champlain (Figures 4.22 et 4.23) forment l'unité hydrostratigraphique U3 (Tableau 4.1). Cette unité sableuse de surface présente des épaisseurs pouvant parfois dépasser la dizaine de mètres, ce qui lui confère par le fait même la possibilité d'être un aquifère de surface. De plus, lorsqu'ils reposent directement sur les Sables des Vieilles-Forges à des élévations supérieures à 65 m *asl.*, les sédiments littoraux de la Mer de Champlain permettent la recharge de cette formation perméable. On retrouve ces sédiments principalement en deçà de 175 m *asl.* (Parent, 1987) sous la forme de crêtes de plages et de paléo-deltas principalement situés le long du trajet de la rivière Bécancour (voir carte en pochette).

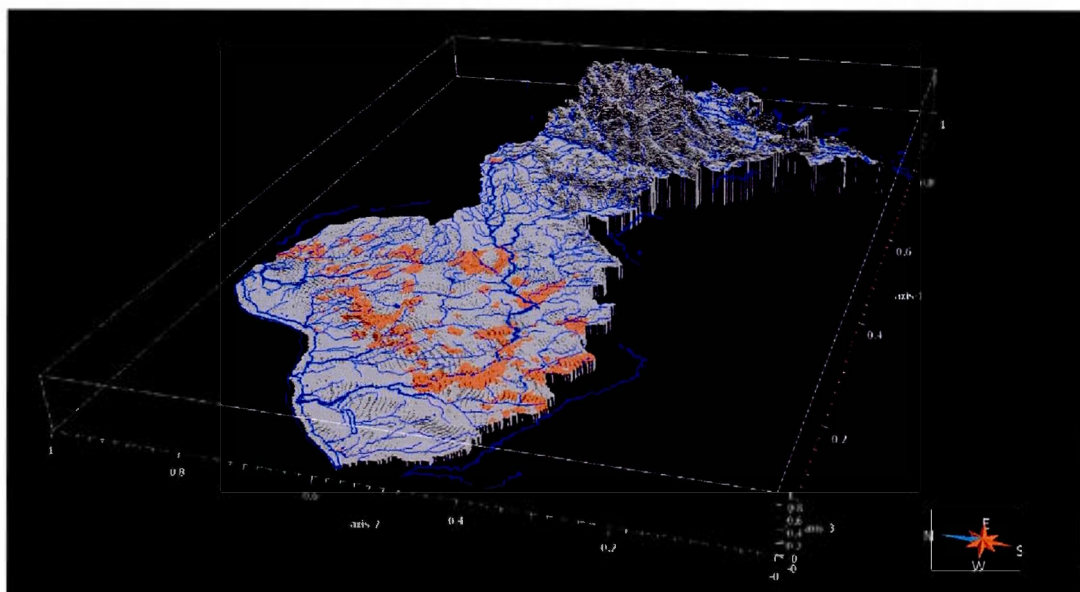


Figure 4.22 Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U3.

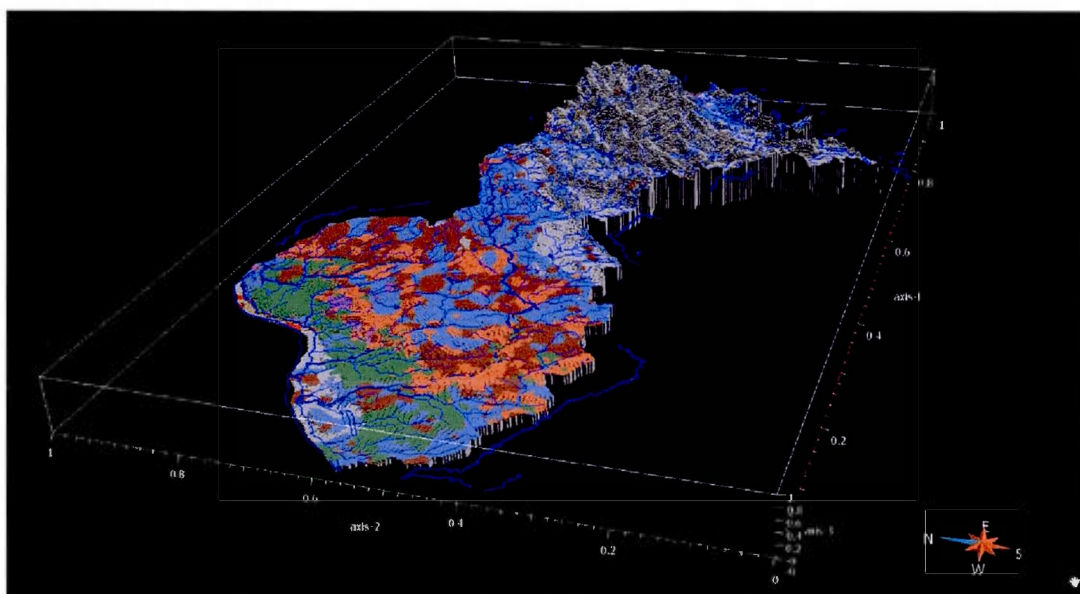


Figure 4.23 Étendue spatiale de l'unité hydrostratigraphique U3 et des unités sous-jacentes (U12, U11, U10, U9, U8, U7 et U4).

4.2.10 Les dépôts holocènes et les sédiments littoraux du Lac à Lampsilis (U1).

Les Figures 4.24 et 4.25 montrent l'extension régionale des sédiments holocènes formant l'unité hydrostratigraphique (U1) (Tableau 4.1). Ces sédiments sont présents de manière éparse sur la totalité du territoire modélisé. Plus particulièrement, cette unité considérée comme perméable est présente dans la section basse du bassin versant, où les sédiments littoraux du Lac à Lampsilis, directement sus-jacents aux Sables des Vieilles-Forges (U9), sont relativement présents sous les élévations de 65 m. De plus, on retrouve des épaisseurs appréciables de sédiments alluviaux et éoliens le long de la rivière Bécancour, dans la zone du piedmont appalachien, où ils peuvent être utilisés comme aquifère de surface pour des prélèvements limités.

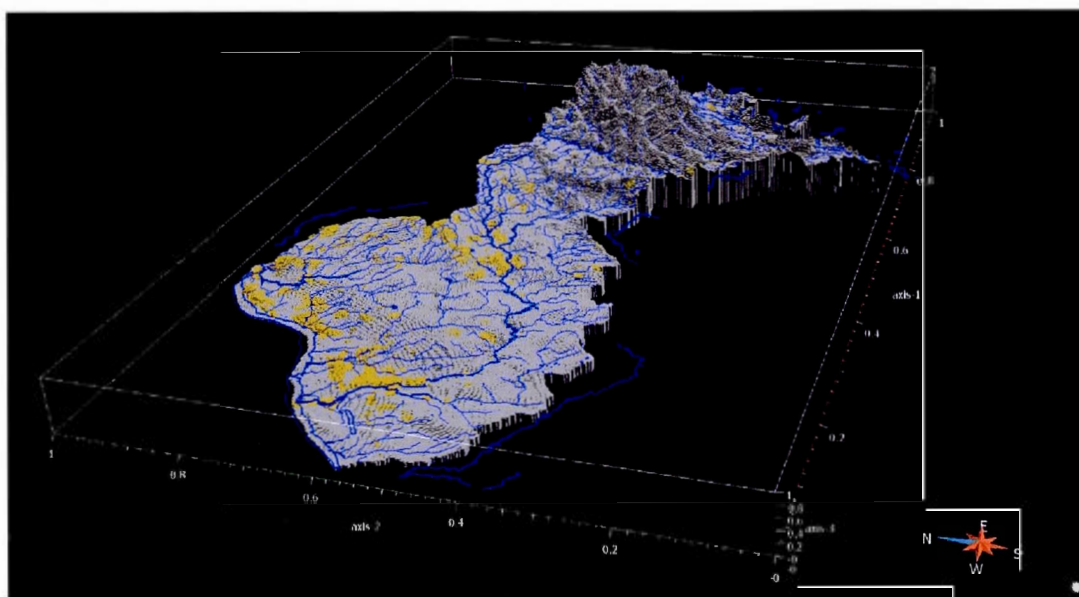


Figure 4.24 Distribution spatiale des sédiments formant l'unité hydrostratigraphique U1.

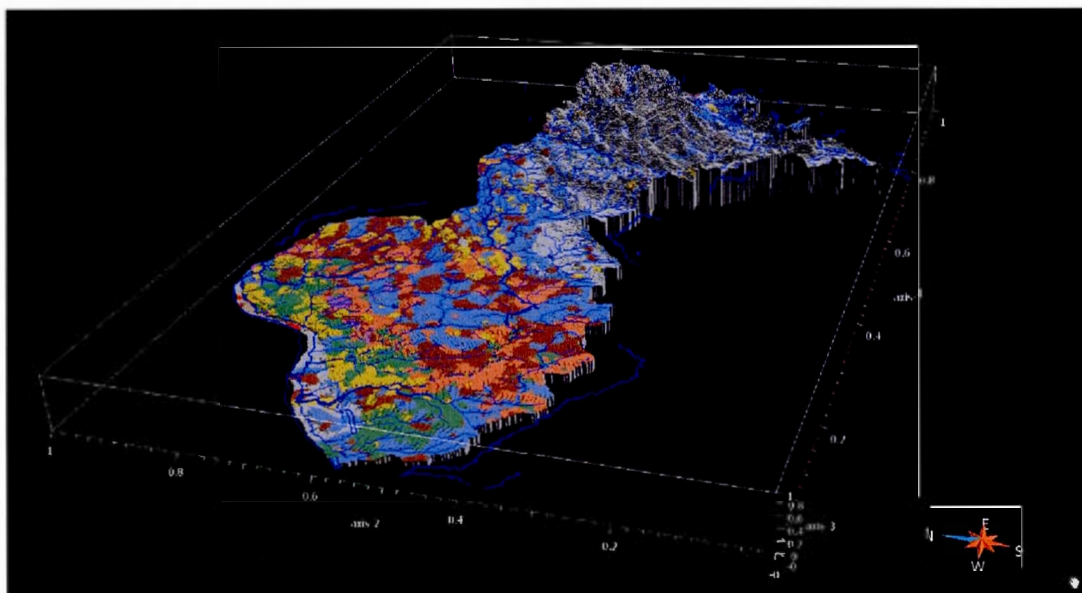


Figure 4.25 Étendue spatiale de l'unité hydrostratigraphique U1 et des unités sous-jacentes (U12, U11, U10, U9, U8, U7, U4 et U3).

4.3 Conclusion

La complexité de la modélisation hydrostratigraphique résidait en premier lieu dans la définition de l'extension régionale et de l'architecture verticale des dépôts quaternaires en fonction de leurs propriétés hydrogéologiques (conductivité hydraulique, porosité, etc.). De plus, la présence de surfaces d'érosion et de paléochenaux rendait difficile la modélisation des surfaces et des volumes associés aux différentes unités hydrostratigraphiques dans une première version du modèle 3D.

C'est pour cette raison que 170 coupes hydrostratigraphiques ont été construites à partir de l'interprétation des coupes lithostratigraphiques et des forages. Les surfaces créées entre les coupes et forages ont ainsi pu être sculptées afin de représenter le plus fidèlement possible les surfaces d'érosion et les paléochenaux.

La modélisation hydrostratigraphique a notamment permis de faire ressortir l'extension régionale des Sables des Vieilles-Forges. Dans la première version, le modèle 3D montrait un volume pour cette unité hydrostratigraphique de $0,39 \text{ km}^3$. Suite à l'utilisation de l'IRSL (Chapitre V), ce volume a été revu à $2,6 \text{ km}^3$, un volume non-négligeable pour une formation semi-captive au fort potentiel aquifère. L'importance dans les Basses-Terres du synclinal de Chambly-Fortierville ressort de cette modélisation comme une structure géologique ayant fortement influencé la sédimentation quaternaire, et par le fait même celle des formations aquifères et aquitards régionales.

CHAPITRE V

GÉOCHRONOLOGIE DES SABLES DES VIEILLES-FORGES

Dans la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent, la compréhension des événements non-glaciaires wisconsinien est encore de nos jours limitée par la complexité de la stratigraphie des dépôts quaternaires et le manque de datations absolues au-delà de la limite ^{14}C . C'est particulièrement le cas dans la région de Bécancour, où la présence de nombreux niveaux d'érosion et de paléochenaux d'ancêtre(s) du fleuve Saint-Laurent actuel complexifie davantage l'interprétation de coupes et de forages en fonction du cadre lithostratigraphique régional établi par Lamothe (1989) et précisé par Clet et Occhietti (1996).

Dans le cadre de ce projet, la construction d'un modèle hydrostratigraphique régional fiable à partir des interprétations lithostratigraphiques était requis pour les études de caractérisation des eaux souterraines. Dans la partie basse du bassin, la mise en place d'un programme de datation par luminescence s'est donc avérée nécessaire afin de préciser l'étendue spatiale et l'architecture verticale, de même que la connectivité avec la surface de deux unités sableuses potentiellement aquifères. Ce manque de connaissance était apparu évident suite aux travaux en IRSL de Ouimet *et al.* (2011) sur les sédiments holocènes du Lac à Lampsilis qui venaient appuyer l'hypothèse de la remobilisation en littoraux de sédiments antérieurs à la dernière glaciation.

Représentant des sédiments mis en place au Wisconsinien lors d'événements non-glaciaires distincts, les unités lithostratigraphiques des Sables de Lotbinière et des Sables des Vieilles-Forges devaient donc être clairement différenciées sur la base d'âges absolus afin de les replacer dans le cadre géochronologique et dans le modèle hydrostratigraphique régional. Ce chapitre présente donc les résultats des travaux de datation des Sables des Vieilles-Forges et des Sables de Lotbinière par l'utilisation de la luminescence qui a permis pour la première

fois de dater des sédiments potentiellement aquifères dans la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent.

5.1 Position stratigraphique et contexte paléoenvironnemental dépositionnel

Décrite pour la première fois par Occhietti (1979) à la coupe type des Vieilles-Forges le long du Saint-Maurice, l'unité lithostratigraphique des Sables des Vieilles-Forges (Occhietti, 1979; Occhietti, 1982; Hétu *et al.*, 1995; Clet et Occhietti, 1996) repose sur les Rythmites du Saint-Maurice (Besré et Occhietti, 1990; Clet et Occhietti, 1996) et est directement sous-jacente au Till de Gentilly dans la vallée moyenne du Saint-Laurent. À la base de l'unité des Sables des Vieilles-Forges, une zone au caractère lacustre peu épaisse et formée de sables stratifiés à lits de sable-silteux surmontent en conformité les rythmites. Au-dessus, un faciès d'épandage sableux, initialement attribué à un épandage proglaciaire (Occhietti, 1979), montre un caractère plus deltaïque. Selon Clet et Occhietti (1996), il pourrait s'agir d'un épandage deltaïque datant de la fin de l'épisode du Lac de La Vérendrye, mais dont la distinction entre le type fluvial ou proglaciaire reste à confirmer. La zone sommitale est pour sa part attribuée à une phase proglaciaire. Il est toutefois probable que ce faciès varie substantiellement, étant donnée la présence de structures sédimentaires en chenaux et de lits de sable grossier et de graviers. Les paléocourants mesurés dans le faciès sableux au cours des travaux de terrain montrent une tendance générale d'écoulement vers le sud, ce qui correspond à un drainage inverse dans la zone d'étude. Les Sables des Vieilles-Forges semblent *a priori* stériles, à l'exception de la présence de grains de pollen et de spores. Cependant, le manque d'études d'ensemble sur cette unité lithostratigraphique fait en sorte que l'origine exacte des Sables des Vieilles-Forges reste à établir, et ce malgré l'importance majeure de ce corps sédimentaire dans la partie centrale de la vallée du Saint-Laurent. L'unité lithostratigraphique des Sables des Vieilles-Forges incluant les trois faciès principaux décrits précédemment a été observée à plusieurs endroits sur le territoire à l'étude (Figure 5.1).

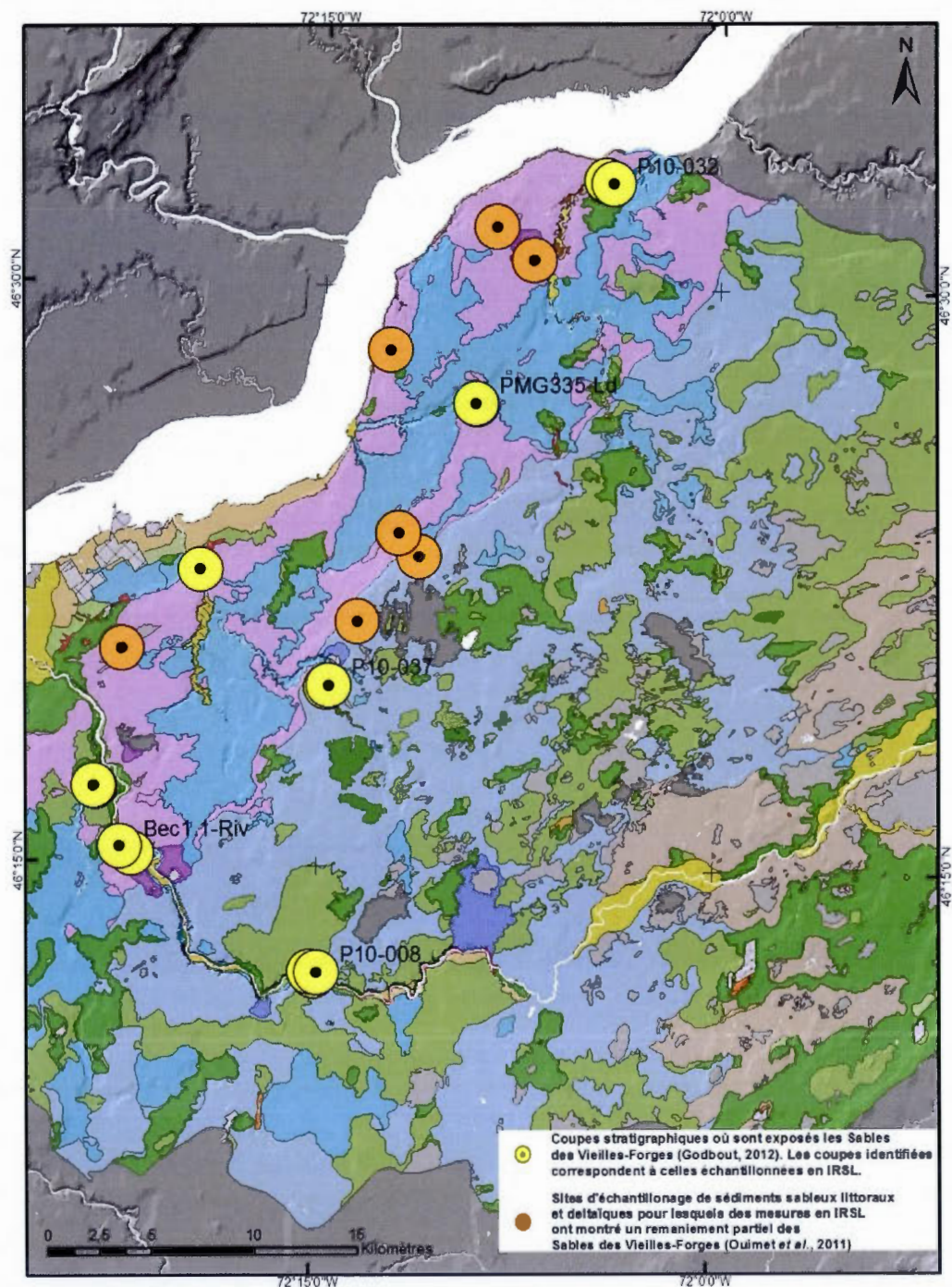


Figure 5.1 Localisation des sites où ont été observés des sédiments associés à l'unité lithostratigraphique des Sables des Vieilles-Forges et sites échantillonnés pour la datation en IRSL (Infrared Stimulated Luminescence).

5.2 Sites d'échantillonnage en IRSL pour les Sables des Vieilles-Forges

Les sites d'échantillonnage pour les analyses en IRSL ont été sélectionnés en fonction du faciès principal observé sur le terrain. Le faciès deltaïque était plus particulièrement visé afin d'éviter les problèmes de remise à zéro des échantillons qui entraînent une surestimation de l'âge mesuré (Lamothe, 1996). Le but premier de cet échantillonnage est donc de contraindre les événements du Wisconsinien moyen dans la vallée centrale du Saint-Laurent grâce à la luminescence. Des coupes échantillonnées, deux sont situées le long de la rivière Bécancour (P10-008 et BEC 1.1-Riv), une le long de la rivière Gentilly (P10-037), une dans les environs de la rivière aux Orignaux (PMG-335-Ld) et une en bordure de la Petite rivière du Chêne (P10-032). Elles ont toutes été sélectionnées en fonction de leur localisation afin de déterminer l'extension régionale de ces dépôts sableux sur la base de leur position stratigraphique et des âges IRSL obtenus. Six échantillons ont été recueillis dans la partie aval de la zone d'étude (Figure 5.1, points identifiés) et quatre d'entre eux ont renvoyé des résultats significatifs. Les positions stratigraphiques des échantillons sont montrées aux Figures 5.2 et 5.3.

5.3 Définitions et propriétés physiques de la matière à la base du concept de la luminescence

La luminescence induite par stimulation optique (OSL) ou infrarouge (IRSL) de minéraux naturellement présents dans l'environnement permet de dater la dernière exposition de sédiments détritiques à la lumière solaire durant le transport préalable à l'enfouissement. Cette méthode dosimétrique de datation, qui a été documentée pour la première fois en 1985 (Huntley *et al.*, 1985), est une extension naturelle de la thermoluminescence (TL) développée par Wintle et Huntley (1980) pour dater du matériel sédimentaire.

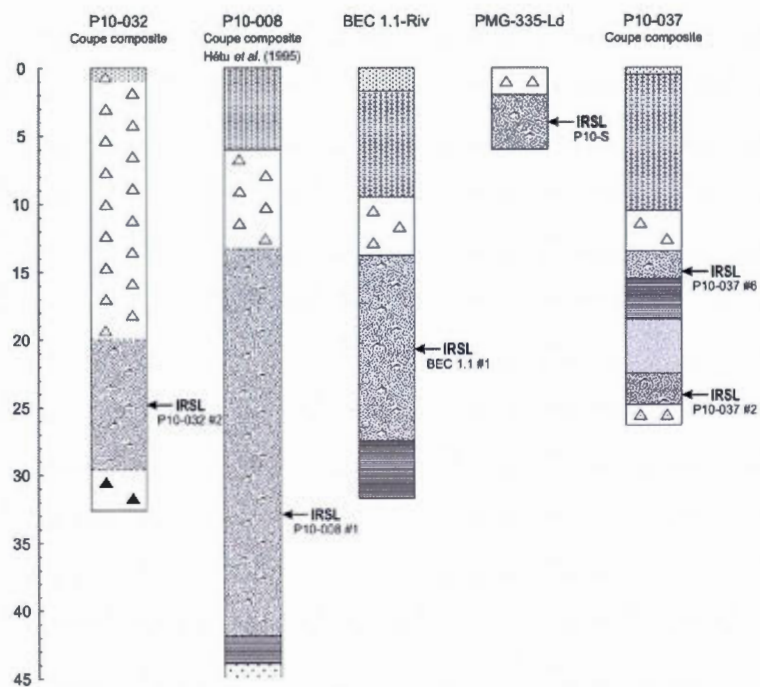


Figure 5.2 Positions stratigraphiques des échantillons prélevés pour la datation en IRSL.



Figure 5.3 Échantillons pour la datation en IRSL.

Ces deux méthodes se basent sur la propriété qu'ont le quartz (SiO_2), les plagioclases et les minéraux de la famille des feldspaths potassiques (KAlSi_3O_8), dont les trois polymorphes sont la sanidine, l'orthoclase et la microcline (Nesse, 2000), à emmagasiner de l'énergie à travers des défauts complexes de leurs structures cristallines et à émettre de la lumière suite à une stimulation lumineuse ou thermique. Ces défauts cristallins sont en partie issus de variations d'arrangements entre les atomes d'aluminium et de silicium, connues sous le terme *Al/Si Order-Disorder*, lorsque les ions Al^{3+} se substituent au centre des tétraèdres SiO_4 et que des ions alcalins se substituent dans les positions interstitielles (Visocekas *et al.*, 1998).

L'énergie emmagasinée est une conséquence de la radioactivité provenant de la décroissance radioactive en chaîne des atomes de potassium-40 (K), de thorium-232 (Th) et d'uranium-235,238 (U) naturellement présents dans l'environnement de déposition à des concentrations de quelques parties par million (Aitken, 1985; Duller, 2008). En se désintégrant en isotopes plus légers, ces noyaux instables et de grandes masses atomiques deviennent par le fait même des sources ionisantes de particules alpha (α) et bêta (β), et d'énergie sous forme de rayonnement gamma (γ). De plus haute énergie que les rayons γ , le rayonnement cosmique qui n'est pas bloqué par l'atmosphère et le champ magnétique terrestre constituent la seconde source de rayonnement électromagnétique ayant la capacité d'agir sur l'échantillon durant la période d'enfouissement. L'interaction des particules émises et/ou des rayonnements électromagnétiques avec les noyaux d'atomes de silicium formant la structure des cristaux de quartz, de plagioclases et de feldspaths potassiques produisent un transfert d'énergie permettant à certains de ces atomes d'atteindre un état d'excitation suffisant pour devenir ionisés.

La Figure 5.4 montre le modèle des bandes qui est utilisé en physique du solide afin de décrire le phénomène de la luminescence. Un modèle simplifié (Figure 5.4a) illustre la position énergétique des bandes de valence et de conduction, ainsi qu'un piège à électron et un centre de recombinaison. Lorsqu'un atome est ionisé, il atteint l'état d'excitation nécessaire à la formation d'une paire électron-« trou » (Figure 5.4b), ces charges pouvant être piégées dans les deux sites localisés en Figure 5.4a. Le modèle théorique prévoit qu'un électron qui acquiert ainsi la capacité de se diffuser dans le cristal via cette bande de conduction doit

perdre l'énergie potentielle acquise lors de l'ionisation afin de revenir à un état thermodynamique neutre. Cependant, des défauts énergétiques dans la structure cristalline du quartz et des feldspaths potassiques créent dans la bande interdite des «pièges» électroniques plus ou moins stables à long terme. Ces pièges sont en fait des états discrets d'énergie dans la bande interdite. Le modèle théorique prévoit que la stabilité d'un électron dans l'un de ces pièges est liée à l'état énergétique résiduel de ce dernier dans la bande interdite. Plus un électron piégé nécessite d'énergie pour être expulsé d'un piège, plus il est stable à long terme.

C'est pour cette raison qu'une préchauffe à 280°C des échantillons en IRSL permet de vider les pièges les moins profonds, ceux-ci n'étant stables en moyenne qu'une vingtaine de minutes à la température de la pièce (Duller, 2008). En contrepartie, les pièges qui seront stimulés suite à la préchauffe peuvent être stables sur plusieurs millions d'années (Duller, 2008). En laboratoire (Figure 5.4c), la désexcitation de l'électron piégé s'effectue par le transfert énergétique provenant de la température du minéral, qui est de l'ordre de 0,2 à 0,3 eV (Eth à 50°C), auquel s'additionne le transfert énergétique du rayonnement infrarouge qui est de l'ordre de 1,44 eV (Eop). Cet apport énergétique libère l'électron qui, après un passage dans la bande de conduction, se recombine au centre luminescent en émettant un court rayonnement lumineux. Au laboratoire LUX de l'UQÀM, la bande spectrale qui est préférentiellement mesurée est de l'ordre de 400 nm (violet), ce qui correspond à l'émission caractéristique des feldspaths potassiques (Lamothe, 1996). Ce signal lumineux provient de l'émission de photons lorsque les électrons sont expulsés des pièges stables et qu'ils se déplacent vers les centres de recombinaison. Le quartz, les plagioclases et les feldspaths potassiques agissent en quelques sortes comme des dosimètres en offrant un enregistrement de la quantité de radiation à laquelle ils ont été exposés. Cette méthode permet donc de mesurer la quantité d'énergie reçue dans leur environnement naturel en quantifiant la lumière émise par les minéraux en réponse à une stimulation optique ou thermique.

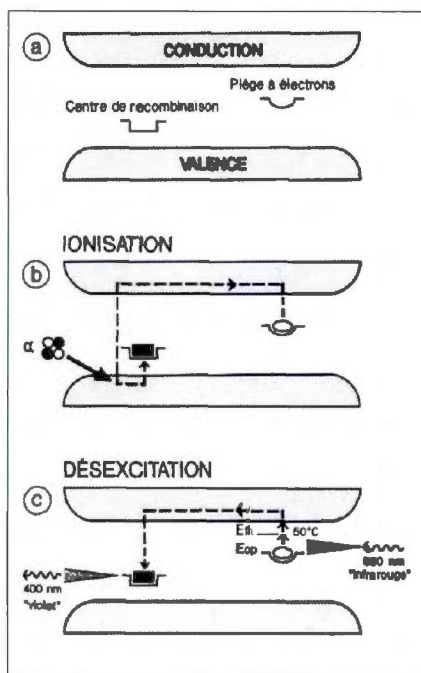


Figure 5.4 Le modèle des bandes en physique du solide : a) modèle simplifié; b) effet de l'ionisation sur le solide; c) effets combinés de la stimulation thermique et infrarouge en laboratoire sur le solide (D'après Lamothe, 1996).

Le concept de base de la luminescence est que la lumière émise est proportionnelle à la quantité d'énergie emmagasinée dans les minéraux testés. Trois méthodes expérimentales sont couramment employées afin de libérer les électrons piégés dans un minéral de quartz, de plagioclases ou de feldspath potassique afin de lui faire produire un signal lumineux. La thermoluminescence (*TL-Thermally stimulated Luminescence*) permet notamment de dater la dernière exposition à la chaleur de l'objet ou du minéral en question en mesurant le signal lumineux émis suite à une stimulation thermique. En contrepartie, la luminescence optique et infrarouge (*OSL-Optically Stimulated Luminescence* et *IRSL-Infrared Stimulated Luminescence*) qui sont de plus en plus employées, permettent de dater la période d'enfouissement de sédiments détritiques depuis la dernière remise à zéro par l'exposition au rayonnement solaire. L'évènement à dater correspond au moment où tous les pièges électroniques ont été vidés suivant une exposition suffisante à la chaleur (ex: minéral atteignant la température de fermeture, poteries, pierres et silex chauffés, etc.) ou à la lumière du soleil (transport fluvial ou éolien). On dit alors que l'échantillon a été « remis à zéro ». En

considérant que le taux de radioactivité du milieu environnant est constant à travers le temps, il découle une relation directe entre le signal luminescent émis correspondant à la quantité de radiation reçue dans le milieu de déposition depuis la dernière remise à zéro de l'échantillon (Paléodose), et la dose délivrée annuellement à l'échantillon (Dose annuelle). L'équation d'âge de la luminescence (Équation 5.1) décrit cette relation:

$$\text{Âge OSL (an)} = \text{Paléodose (gray)} / \text{Dose annuelle (gray/an)} \quad (5.1)$$

La paléodose est déterminée en laboratoire en comparant la luminescence naturelle à celle induite artificiellement sur l'échantillon lorsqu'il est soumis à des doses connues de radiation administrées à l'aide d'une source bêta ou gamma. La dose engendrant un signal luminescent de même intensité que le signal naturel est ainsi désignée sous le terme de dose équivalente (De). La dose annuelle correspond pour sa part à la dose de radiation reçue par l'échantillon dans son environnement au cours d'une année. L'unité internationale de dose absorbée par l'échantillon est le gray (Gy). Un gray correspond à un joule par kilogramme (J/kg).

Dès qu'un minéral est soumis à une lumière stimulante, de la luminescence est produite par les grains exposés, le signal de cette luminescence diminuant au fur et à mesure que les pièges à électron se vident. Ce signal est nommé OSL pour le quartz qui émet dans le domaine visible suite à une stimulation dans le bleu. Dans le cas des feldspaths potassiques, ce signal est nommé IRSL puisque la stimulation se fait grâce à une lumière infrarouge d'une longueur d'onde de 880 nm produisant un signal qui est mesuré dans le violet à 400 nm. C'est cette dernière méthode qui est employée dans la géochronologie des Sables des Vieilles-Forges.

L'avantage principal de l'OSL et de l'IRSL sur la TL est que le signal provenant de la luminescence optique est remis à zéro par exposition à la lumière du soleil beaucoup plus rapidement que celui de la thermoluminescence. Le processus de remise à zéro est mieux connu sous le terme de *bleaching*. Des résultats provenant de manipulations en laboratoire ont permis d'établir que, suivant une exposition d'une durée de 100 secondes à la lumière du soleil, le signal OSL émis par le quartz correspondait à moins de 0,1% du niveau initialement

mesuré. En contrepartie, 85% du signal initial mesuré en TL subsistait pour la même durée d'exposition (Duller, 2008). Après plusieurs heures d'exposition du quartz, plus de 30% du signal en TL persiste tandis que le signal OSL est presque cent mille fois plus petit que le signal initial. Cette situation est similaire à celle observée avec les feldspaths potassiques, où le signal TL diminue beaucoup plus lentement que celui mesuré en OSL. Ce temps de remise à zéro beaucoup plus court fait en sorte que la luminescence optique, en l'occurrence l'IRSL, est mieux adaptée dans la datation de sédiments détritiques tels que les Sables des Vieilles-Forges. L'utilisation des feldspaths potassiques pour cette étude est pour sa part justifiée par le fait que ces derniers ont une plus grande densité de défauts cristallins, ce qui leur permet d'atteindre un degré de saturation plus lentement et d'enregistrer la dose reçue sur une plus longue période de temps que le quartz (Huntley et Lamothe, 2001).

Cependant, l'utilisation des feldspaths potassiques pour la datation OSL pose certains problèmes. En effet, certains pièges qui normalement devraient être stables à long terme libèrent spontanément des électrons, faisant ainsi diminuer l'intensité du signal lumineux mesuré dans le temps. La décroissance anormale (*anomalous fading*), phénomène observé pour la première fois par Wintle (1973) lors de mesures en TL sur une variété de feldspaths, est le nom donné à un phénomène qui se manifeste avec certains minéraux et pour lesquels la luminescence mesurée suite à une stimulation en IRSL ou en TL est connue pour décroître en fonction du temps écoulé depuis la dernière irradiation expérimentale. Cette perte de luminescence est engendrée par une portion des électrons piégés dans les défauts cristallins ciblés pour la luminescence qui acquièrent la possibilité de s'extraire du piège sans apport extérieur d'énergie. Ce phénomène va à l'encontre de ce qui est prédit par le modèle classique concernant le déplacement d'électrons dans un solide. Les électrons piégés, qui devraient théoriquement avoir un temps de résidence moyen à la température environnementale de l'ordre du million d'années à l'intérieur des pièges les plus stables, sont néanmoins expulsés en quelques jours, voire quelques heures, suite à une irradiation en laboratoire (Huntley et Lamothe, 2001). Ce phénomène est notamment interprété comme étant induit par un processus purement non-thermodynamique: l'effet tunnel quantique (Aitken, 1985; Visocekas, 1985). La fonction d'onde décrivant ainsi un électron piégé implique une probabilité faible, mais finie, que ce dernier puisse apparaître en dehors de la barrière

énergétique le retenant. De plus, si cette fonction d'onde chevauche celle d'un centre de recombinaison situé à proximité, une transition peut alors survenir si l'électron est expulsé de son piège (Figure 5.5).

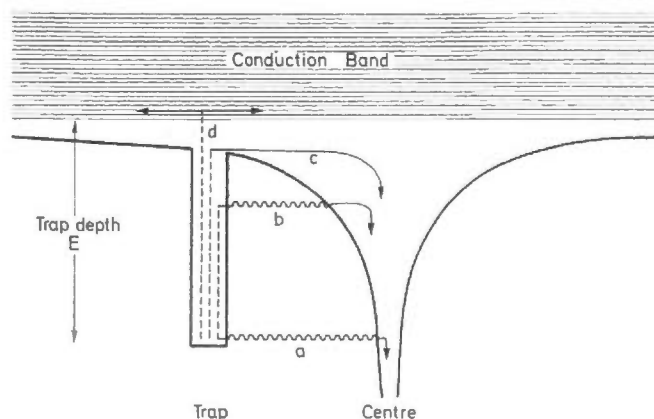


Figure 5.5 Processus pour un électron de s'échapper d'un piège: a, effet tunnel athermique; b, effet tunnel assisté thermiquement et/ou optiquement; c et d, éjection thermique ou optique (Tirée de Aitken 1985).

5.4 Méthodes de correction quantitatives de l'*Anomalous fading*

Visocekas (1979) a constaté que la diminution de l'intensité du signal luminescent est linéairement liée au logarithme du temps écoulé depuis la fin de l'irradiation. Il est donc possible de caractériser le taux de décroissance anormale pour appliquer par la suite des corrections mathématiques (Huntley et Lamothe, 2001). Afin de corriger les paléodoses reçues et de dater avec précision un échantillon de feldspaths, des méthodes de correction pour cette décroissance anormale à l'échelle des temps géologiques ont été introduites par Huntley et Lamothe (2001) et par Lamothe *et al.* (2003).

Huntley et Lamothe (H + L)

Pour ce qui est de la méthode de Huntley et Lamothe (2001), cette dernière a été proposée dans les cas où l'intensité de la luminescence naturelle des feldspaths (L_N/T_N) se trouve dans la partie linéaire de la courbe de croissance. Par conséquent, cette méthode basée sur une équation itérative est appropriée pour des échantillons récents (*ca.* 20 ka). Cette perte de luminescence est exprimée par l'Équation 5.2 de Huntley et Lamothe (2001):

$$I = I_c \left[1 - \frac{g}{100} \log_{10} \left(\frac{t}{t_c} \right) \right] \quad (5.2)$$

où I est l'intensité IRSL (en *photon counts*) mesurée au temps t après l'irradiation (délai), et I_c est l'intensité lorsque $t = t_c$. Ce dernier correspond à un temps arbitraire qui peut être considéré comme le temps de la mesure *prompt* suivant immédiatement l'irradiation. La valeur g , qui correspond au taux de décroissance du signal IRSL en % par décade de temps - un décade étant un facteur de 10 en temps depuis l'irradiation (Aitken, 1985) -, est pour sa part légèrement dépendante du temps de délai entre la fin de l'irradiation et la première mesure IRSL (Auclair *et al.*, 2003). La précision de cette valeur est donc grandement améliorée avec l'augmentation du nombre de mesures de délai. La valeur de g doit être recalculée pour une durée de délai normalisée pour $t_c = 2$ jours afin de pouvoir comparer différentes mesures réalisées sur des échantillons différents (Huntley et Lamothe, 2001).

Dose rate correction (DRC)

Cette méthode de correction est basée sur les modèles décrits par Aitken (1985) et Huntley et Lamothe (2001) qui ne devraient pas être valides, et ce peu importe l'échelle temporelle (laboratoire et géologique), lorsque le domaine investigué de la courbe de croissance est non-linéaire. Cependant, l'Équation 5.3 qui correspond à l'équation DRC (Lamothe *et al.*, 2003) a le potentiel d'être applicable sur un plus grand intervalle d'âges puisqu'il devient possible de

corriger les intensités lumineuses et par le fait même la courbe de croissance, et ce sans itération.

$$I_f = I_0 \left[1 - g \log \left(\frac{1}{e} \frac{\dot{D}_{lab}}{\dot{D}_{soil}} \right) \right] \quad (5.3)$$

où I_f est l'intensité *IRSL* (en *photon counts*) affectée par le *fading*, I_0 correspond à la valeur que l'intensité de la luminescence devrait avoir suivant une dose de radiation, \dot{D}_{lab} correspond à la dose équivalente en gray (*De*) divisé par t^* . Ce dernier terme défini par Aitken (1985) représente le temps écoulé depuis la fin de l'irradiation et inclut une portion du temps d'irradiation afin de tenir compte du *fading* se produisant au moment où l'échantillon est irradié (Lamothe *et al.*, 2003). La valeur g est la même que celle décrite dans la section Huntley et Lamothe ($H + L$) et le terme \dot{D}_{soil} correspond à la dose annuelle (en gray) reçue par l'échantillon dans son environnement de déposition.

5.5 Méthodologie

5.5.1 Échantillonnage

Sur le terrain, l'échantillonnage s'est fait en suivant le protocole établi par le laboratoire LUX de l'UQAM. Trois tubes par échantillon ont été prélevés dans la même unité lithostratigraphique: un tube principal en PVC opaque d'un diamètre d'environ 5 cm et d'une longueur de ± 30 cm pour la luminescence, et deux tubes de cuivre d'environ 15 cm de longueur pour la teneur naturelle en eau et la teneur en eau de l'échantillon à saturation. Les deux tubes de cuivre ont été prélevés à environ 15 cm de distance de part et d'autre du tube principal. Un sac de matériel nommé KUT (Potassium (K)-Uranium-Thorium) a été recueilli en grattant sur une épaisseur de ± 5 cm le pourtour de l'échantillon principal afin de déterminer la dose annuelle.

5.5.2 Préparation des échantillons

Les échantillons ont tous été traités en respectant un protocole de standardisation établi par le laboratoire LUX, similaire à celui écrit par Aitken (1998), afin d'isoler la fraction sableuse de feldspaths potassiques pour les mesures en IRSL. Un fois le tube principal ouvert en chambre noire, les sédiments de chaque extrémité ont été retirés afin de minimiser la contamination des grains «sains» avec des grains possiblement remis à zéro lors de l'échantillonnage. Ces bouts ont par la suite été utilisés afin de déterminer la dose annuelle. Les sections centrales de tous les échantillons ont été tamisées afin de conserver seulement la fraction sableuse dont le diamètre des grains se situe entre 150 et 250 μm , puis ont subi un traitement HCL afin de dissoudre les carbonates présents. Une séparation densimétrique a été réalisée grâce à une solution aqueuse de polytungstate de sodium afin de sélectionner la fraction dont la densité est inférieure à 2.58 g mL^{-1} . Un nombre approximatif de grains de feldspaths potassiques ainsi récupérés a par la suite été déposée sur des aliquots (entre 6 et 48 par échantillon) qui ont été lus par l'appareil de mesure.

5.5.3 Appareillage

Les mesures de luminescence ont été effectuées à l'aide d'un lecteur automatique Risø TL-DA-15 pourvu d'une source bêta (^{90}Sr). Les grains des échantillons ont subi une excitation par diode infrarouge (1,4 eV, 880 nm) et le signal luminescent généré a été mesuré à l'aide d'un tube photomultiplicateur Thom EMI 9235QA équipé de filtres Corning 7-59 (passage bleu-violet) et Schott BG39 (absorption infrarouge) permettant la détection des émissions de 3,1 eV (400 nm). Cette combinaison de filtres s'avère efficace afin d'exclure des mesures la luminescence produite par les grains de plagioclases résiduels (Huntley et Baril, 1997). Le quartz n'est pas réputé être sensible à la stimulation infrarouge.

5.5.4 SAR protocol

Les courbes de croissance caractéristiques sont obtenues en utilisant une version légèrement modifiée du protocole SAR (*Single Aliquot Regenerative dose*) décrit par Murray et Wintle (2000) et adapté par Lamothe (2004) pour l'IRSL (Tableau 5.1). Ce protocole dicte les manipulations à suivre afin d'obtenir une estimation précise de la dose équivalente (D_e) en corrigeant chacune des mesures du signal IRSL naturel ou régénéré pour les variations de sensibilité en utilisant la réponse IRSL subséquentement induite par une dose étalon (*test dose*).

Tableau 5.1 Le protocole SAR légèrement modifié de Lamothe (2004). Les étapes 4 et 5 sont ajoutées afin de limiter la contribution du transfert thermique à la luminescence de la dose test.

Étapes	Description
1	Donner une dose (0 pour Naturel)
2	Préchauffer à 280°C à 1°C s ⁻¹
3	IRSL à 50°C pour 100 s (Ln ou Lx)
4	Chauffer à 279°C à 5°C s ⁻¹
5	IRSL à 50°C pour 60 s
6	Donner une dose test (35 Gy)
7	Préchauffer à 280°C à 1°C s ⁻¹
8	IRSL à 50°C pour 100 s (Tn ou Tx)

Le protocole SAR consiste donc en une série de cycles, tous précédés par une préchauffe. L'application de cette dernière préalablement à chacune des mesures du signal IRSL naturel ou artificiel permet de vider les pièges les plus instables pour ne conserver que le signal produit par les pièges stables au-delà de la période archéologique ou géologique correspondant à l'enfouissement. Le premier cycle consiste à mesurer le signal IRSL découlant de la radiation reçue naturellement par l'échantillon dans son environnement de déposition (L_N). Dans les cycles subséquents, l'aliquot est exposé à des doses de radiation différentes (ex. 100 Gy, 200 Gy, etc.) prédéfinies en fonction de tests préliminaires. Les

signaux IRSL générés par ces doses sont par la suite mesurés et dénotés L_x , soit L_1 , L_2 , L_3 , etc. Afin d'obtenir une estimation précise de la dose équivalente (D_e), il faut corriger chacune des mesures du signal IRSL naturel ou régénéré pour les variations de sensibilité. La sensibilité d'un aliquot, qui correspond à la quantité de lumière émise par unité de radiation à laquelle il a été exposé, varie en fonction des procédures suivies en laboratoire (ex. la température et la durée de la préchauffe) et les conditions d'enfouissement (ex. la température ambiante). La particularité du protocole SAR vient du fait que cette sensibilité peut être corrigée en mesurant la réponse IRSL subséquentement induite par une dose étalon (*test dose*) à la fin de chaque cycle. Les signaux IRSL renvoyés seront ainsi dénotés T_N , pour le signal naturel, et T_x , soit T_1 , T_2 , T_3 , etc. pour les signaux régénérés. La correction du signal IRSL est ensuite appliquée en divisant les valeurs de L_x par les valeurs de T_x correspondantes, soit L_1/T_1 , L_2/T_2 , etc. Les effets de changements dans la sensibilité de l'échantillon peuvent ainsi être corrigés pour la sensibilité en reportant sur un graphique tous les rapports L_x/T_x calculés en fonction des doses reçues. La courbe qui en résulte, soit la courbe de croissance individuelle, est ensuite utilisée pour déterminer la dose équivalente (D_e) en reportant le rapport L_N/T_N sur cette courbe. Le signal ainsi corrigé devrait être indépendant des doses précédentes et du traitement thermique/optique appliqué (Murray et Wintle, 2000). Les doses équivalentes pour chacun des échantillons testés sont donc déterminées par interpolation en reportant les rapports L_N/T_N sur les courbes de croissance individuelles.

5.5.5 Dosimétrie

Les doses annuelles pour tous les échantillons recueillis ont été déterminées par INAA (*Instrumental Neutron Activation Analysis*) en mesurant les concentrations d'uranium, de thorium et de potassium présentes et en assumant que les chaînes de désintégration de l'uranium sont à l'équilibre. Les valeurs de teneur en eau utilisées tiennent compte des teneurs en eau *in situ* et à saturation. Les doses totales annuelles ainsi calculées sont présentées dans le Tableau 4.2.

5.6 Résultats

Un nombre variable d'aliqots contenant en moyenne un cinquantaine de grains a été utilisé pour chacun des échantillons en fonction de la réponse initiale à la stimulation infrarouge exprimée sous la forme de courbes de distribution construites à partir des moyennes pondérées des rapports L_N/T_N (Figure 5.6a). Ce sont donc six aliqots qui ont été lus pour les échantillons P10-008 #1 et P10-032 #2, 12 aliqots pour P10-037 #6, 16 aliqots pour P10-S, 37 aliqots pour P10-037 #2 et 48 aliqots pour l'échantillon BEC 1.1 #3. Les échantillons P10-032 #2 et P10-037 #6 qui exhibaient une distribution polymodale (Figure 5.6a), caractéristique d'un échantillon mal remis à zéro, ont ainsi été exclus. Les courbes de distribution restantes ont par la suite été différenciées en fonction de l'unité lithostratigraphique échantillonnée (Figure 5.6b). Ainsi, les trois échantillons associés aux Sables des Vieilles-Forges, soit P10-008 #1, P10-S et BEC 1.1 #3, ont donné des moyennes pondérées des rapports L_N/T_N situées entre 2,43 et 2,55. L'échantillon P10-037 #6 associé aux Sables de Lotbinière a quant à lui livré une valeur de 3,36 (Figure 5.7)

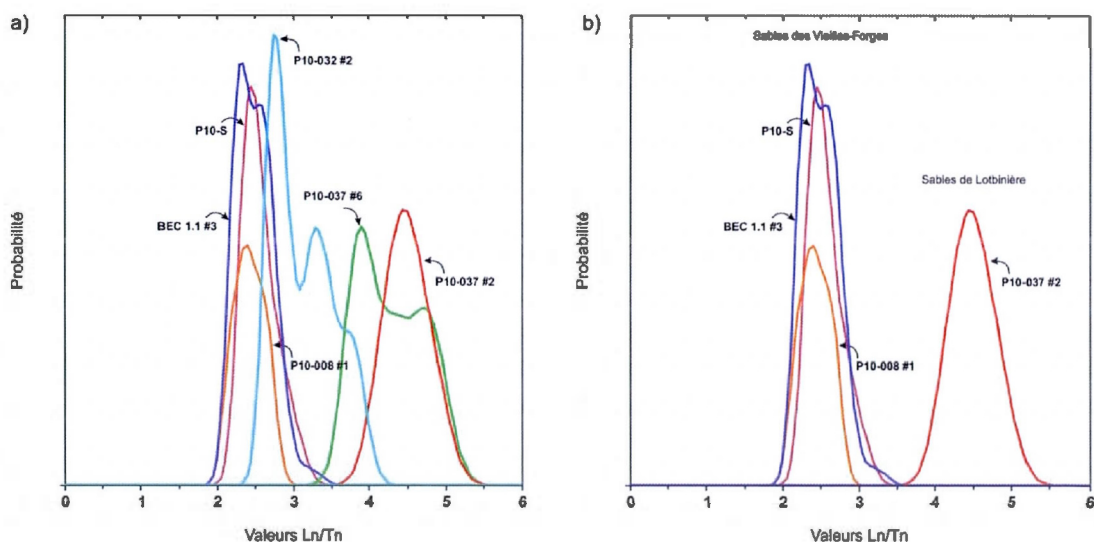


Figure 5.6 Courbes de distribution de tous les échantillons recueillis (a), après l'élimination des échantillons mal remis à zéro car exhibant une distribution polymodale (b).

Les doses annuelles obtenues pour la fraction 150-250 μm de tous les échantillons oscillent entre 3,09 et 3,69 Gy/ka. Les valeurs de taux de diminution du signal IRSL (g) utilisées dans les équations de correction du taux de *fading* se situent entre $3,7 \pm 0,2$ %/décade pour l'échantillon BEC 1.1 #3, $4,2 \pm 0,1$ % pour P10-037 #2 et de $4,2 \pm 0,2$ % pour P10-S (Figure 5.8 et Tableau 5.2). Les autres valeurs présentes dans le Tableau 5.2 pour les échantillons associés au Sables des Vieilles-Forges ont été calculées à partir de la moyenne des valeurs de g obtenues pour les échantillons BEC 1.1 #3 et P10-S.

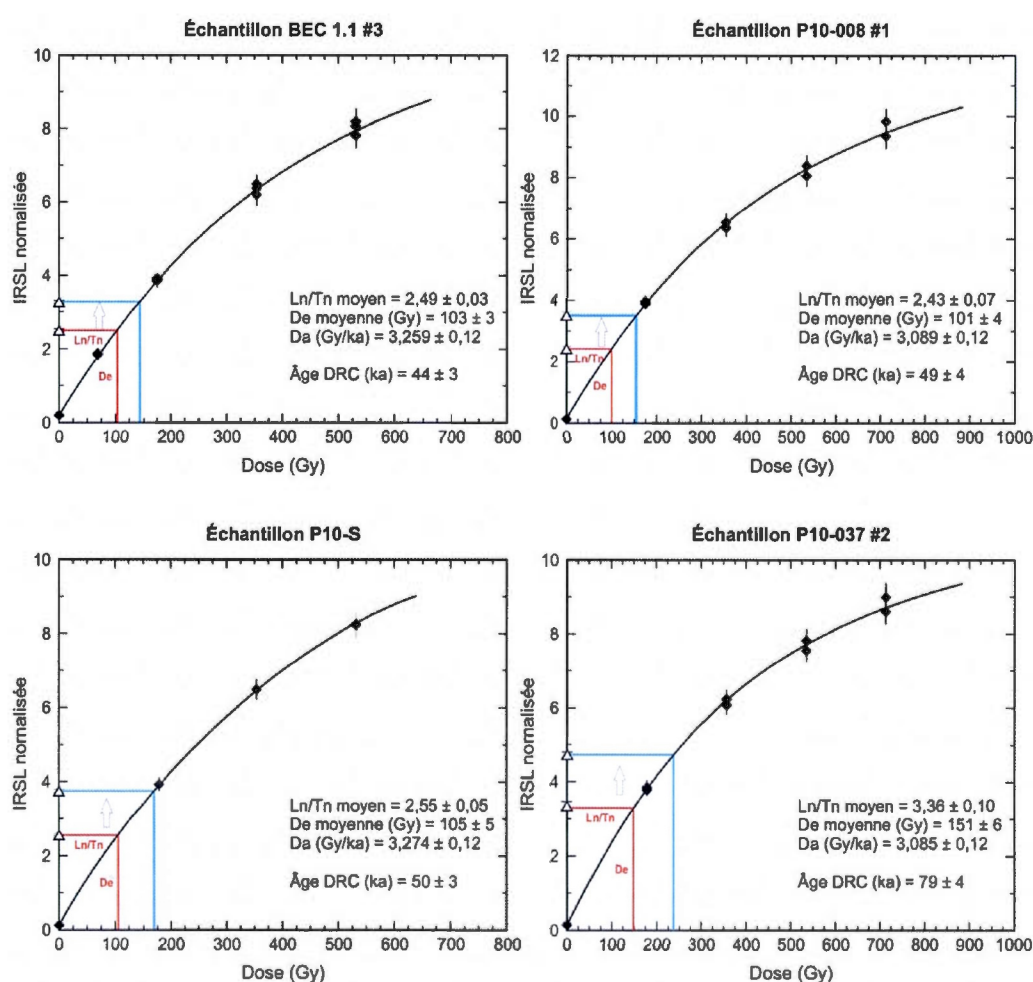


Figure 5.7 Courbes de croissance IRSL établies à partir de mesures pour les quatre échantillons traités dans le cadre de cette étude.

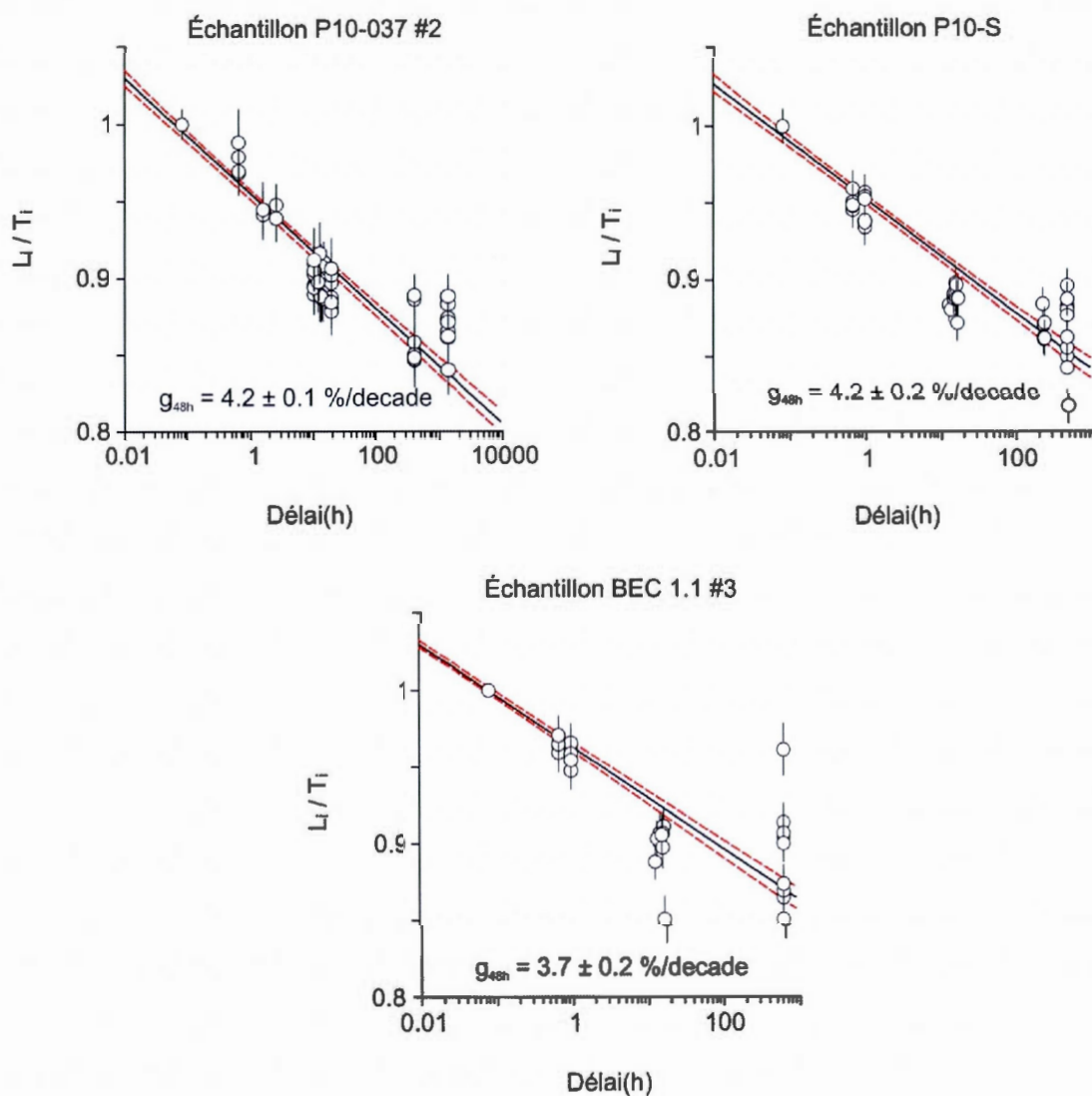


Figure 5.8 Valeur de taux de fading (g) calculées pour trois des échantillons traités.

Tableau 5.2 Récapitulatif des résultats obtenus sur les échantillons traités.

Échantillons	Da (Gy/ka)	*M.P. LnTn	*De (Gy)	Âge non-corrigé (ka)	g _{48h} value (%/Decade)	H&L âge corrigé (ka)	DRC âge (ka)
P10-032 #2	3,103 ± 0,14	3,12 ± 0,15	137 ± 8	44 ± 3	4 ± 0,5	66 ± 7	68 ± 6
BEC1.1 #3	3,259 ± 0,12	2,49 ± 0,03	103 ± 3	32 ± 1	3,7 ± 0,2	45 ± 2	44 ± 3
P10-008 #1	3,089 ± 0,12	2,43 ± 0,07	101 ± 4	33 ± 2	4 ± 0,5	48 ± 4	49 ± 4
P10-037 #2	3,085 ± 0,12	3,36 ± 0,10	151 ± 6	49 ± 3	4,2 ± 0,13	80 ± 7	79 ± 4
P10-037 #6	3,690 ± 0,16	4,68 ± 0,14					
P10-S	3,274 ± 0,12	2,55 ± 0,05	105 ± 5	32 ± 2	4,2 ± 0,2	49 ± 3	50 ± 3

(*M.P.: moyenne pondérée; les valeurs surlignées en jaune et associées au Sables des Vieilles-Forges ont été calculées à partir de la moyenne des valeurs de taux de fading (g) obtenues pour les échantillons BEC 1.1 #3 et P10-S; la couleur de police rouge est utilisée pour les échantillons mal remis à zéro).

L'application de la méthode de correction DRC a permis de corriger les rapports L_N/T_N sur les courbes de croissance individuelles de la Figure 5.7, renvoyant ainsi des âges absolus de 44 ± 3 , 49 ± 4 et 50 ± 4 ka pour les sédiments associés au Sables des Vieilles-Forges et de 79 ± 4 ka pour les sédiments associés au Sables de Lotbinière.

5.7 Discussion

L'analyse des rapports L_N/T_N montre une différence claire entre les échantillons prélevés dans les sédiments associés aux Sables des Vieilles-Forges et ceux prélevés dans les Sables de Lotbinière. Seuls les deux échantillons éliminés n'ont pas montré la même reproductibilité dans les valeurs obtenues de rapports L_N/T_N . Ceci s'explique notamment par le caractère très grossier des sédiments prélevés immédiatement sous le Till de Gentilly et de leur mode de mise en place associé à ce dernier, d'où la mauvaise remise à zéro de ces deux échantillons. Des taux de fading qui ont été mesurés, ceux des échantillons associés au Sables des Vieilles-Forges montrent des valeurs anormalement basses pour les délais de 10 heures. Aucune cause n'a formellement été identifiée pour expliquer cette décroissance du signal qui semble affecter les échantillons les plus jeunes. D'autres séries de mesures seront donc à considérer pour ces échantillons.

Les âges mesurés montrent une bonne reproductibilité en ce qui a trait aux Sables des Vieilles-Forges. Les données stratigraphiques conjuguées aux trois âges variant entre 44 ± 3 ,

49 ± 4 et 50 ± 4 ka permettent de croire, en accord avec la stratigraphie océanique de Martinson *et al.* (1987), que les Basses-Terres étaient libres de glace au cours du Stade isotopique 3. Cependant, le problème des corrélations chronostratigraphiques entre les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches du Sud du Québec persiste, puisque la mise en place au Wisconsinien moyen des sédiments de la formation de Gayhurst (Caron, 2012) nécessitait la présence d'une calotte appalachienne interrompant le drainage normal des Appalaches vers la vallée du Saint-Laurent.

Sur la base purement chronologique, l'âge de 79 ± 4 ka obtenu pour des sédiments associés aux Sables de Lotbinière est cohérent avec une mise en place à la fin de l'optimum climatique de l'interglaciaire sangamonien, soit au stade 5a. Le stade isotopique 4 correspondrait à la mise en place du Till de Lévrard dans les Basses-Terres et du Till de Chaudière dans les Appalaches du Sud du Québec. Un retrait partiel de l'inlandsis Laurentidien à la fin du stade 4 vers le Nord aurait ainsi permis à la croûte terrestre de demeurer partiellement enfoncée dans les Basses-Terres durant le stade isotopique 3. L'enfoncement isostatique aurait ainsi permis la création d'un bassin sédimentaire où ce seraient mises en place les Tourbes de Saint-Pierre, les Rythmites du Saint-Maurice et les Sables des Vieilles-Forges.

Le passage graduel vers un régime fluvial au début du stade 3 aurait donc permis la déposition des Sédiments de Saint-Pierre, particulièrement à l'intérieur de méandres abandonnés. Subséquemment, la création du Lac de La Vérendrye (Besré et Occhietti, 1990) et la mise en place des *Gray Varves*/Rythmites du Saint-Maurice à l'intérieur de ce bassin lacustre seraient le résultat des variations d'enfoncement isostatique engendrées par la progression de l'inlandsis Laurentidien plus au nord. Les Sables des Vieilles-Forges auraient par la suite été déposés à l'embouchure de l'ancêtre du Saint-Maurice actuel dans le Lac de La Vérendrye, avant d'être recouverts par le glacier Laurentidien au stade isotopique 2. En accord avec l'âge absolu de 45 ka obtenu en IRSI par Caron (2012) sur des sédiments deltaïques échantillonnés à la coupe type Gayhurst en Beauce, le Lac Gayhurst aurait donc subsisté un certain temps entre l'englaciation complète des Basses-Terres et l'incorporation d'un glacier appalachien par l'inlandsis Laurentidien. Cependant, cette interprétation, qui correspond à l'hypothèse A de Lamothe *et al.* (1992), demeure hasardeuse étant donnée le

manque d'évidences physiques appuyant cette hypothèse dans les Appalaches du Sud du Québec (MacDonald et Shilts, 1971; Caron, 2012). À ce jour, il n'y a pas de discordance observable dans la séquence Till de Chaudière /Formation de Gayhurst/Till de Lennoxville.

5.8 Conclusion

Ce programme de datation IRSL des dépôts quaternaires de la vallée du Saint-Laurent aura permis de préciser le cadre chronostratigraphique régional dans la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent (Lamothe, 1989; Clet et Occhietti, 1996). De plus, les âges obtenus en IRSL au cours de la présente étude et ceux obtenus par Ouimet *et al.* (2011) sur des sédiments littoraux holocènes auront permis de montrer le rôle de la luminescence en stratigraphie, et surtout en hydrostratigraphie. Les résultats conjugués ont d'ailleurs grandement contribué à définir l'extension régionale et verticale des Sables des Vieilles-Forges, une unité lithostratigraphique qui s'avère être un important aquifère de la partie basse du bassin versant de la rivière Bécancour.

CHAPITRE VI

SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET CONCLUSION

6.1 Synthèse paléogéographique

6.1.1 Événements pré-wisconsinien

Le Till de Bécancour et les rythmites sus-jacentes associées à la déglaciation, les Rythmites du fleuve, constituent les vestiges du plus vieil événement glaciaire identifié dans la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ces sédiments d'âge présumé Illinoien auraient été mis en place par une calotte continentale dont la dynamique d'écoulement vers le S-SE (Gadd, 1971; Lamothe, 1985) était comparable à celle de l'inlandsis Laurentidien lors de la dernière glaciation. Les éléments figurés du Till de Bécancour, qui comprennent des fragments erratiques provenant du Bouclier canadien (Gadd, 1960, 1971), témoignent de cette dynamique. Toutefois, aucune évidence de cette glaciation, qui serait à l'origine de la mise en place du Till de Johnville dans les Appalaches, n'a été répertoriée sur le territoire à l'étude. Pour leur part, les Rythmites du fleuve, immédiatement sus-jacentes au Till de Bécancour, auraient été mises en place en milieu profond dans un bassin glaciolacustre créé dans la dépression isostatique laissée suite au retrait du glacier (Lamothe, 1985).

6.1.2 Événements wisconsiniens

Dans la partie centrale des Basses-Terres, la déposition des Sables de Lotbinière à la fin du stade isotopique 5, seuls vestiges de l'interglaciaire Sangamonien, témoigne d'un apport plus important de sédiments dans les réseaux de drainage de l'époque, fort probablement engendré par le développement de centres de nucléation au Nouveau-Québec et dans les Maritimes. Ce dernier serait à l'origine de la mise en place du Till de Chaudière dans les Appalaches au

stade isotopique 4, ainsi que des rythmites d'englaciation et de déglaciation associées. Dans les Basses-Terres, la présence d'un front glaciaire progressant vers l'amont de la vallée du Saint-Laurent, aurait permis selon Lamothe (1989) la formation d'un bassin glaciolacustre où se serait produite la déposition des Varves de Deschaillons. Les déformations de la partie supérieure de ces varves d'englaciation témoignent de la progression sur ces dernières du glacier à l'origine de la mise en place du Till de Lévrard, dont l'étendue demeure encore aujourd'hui source à débat.

6.1.3 Wisconsinien moyen

C'est à partir de ce point que les interprétations divergent entre les Appalaches du Sud du Québec et les Basses-Terres du Saint-Laurent en ce qui a trait à l'interprétation paléogéographique des événements interstadias. Dans les Appalaches de la zone d'étude, très peu d'évidences stratigraphiques d'une déglaciation complète ou partielle ont été relevées, à l'exception de quelques unités glaciolacustres entrecoupant les tills de Chaudière et de Thetford Mines/Lennoxville (voir coupes du ruisseau Provencher et de la rivière Blanche et de ces affluents en Annexe). En effet, les travaux de Caron (2012) sur l'épisode glaciolacustre du Lac Gayhurst tendent à démontrer que les Basses-Terres n'étaient pas libres de glace lors du Wisconsinien moyen. Cependant, l'âge IRSL de 45 ± 5 ka obtenu par Caron (2012) sur des sédiments deltaïques échantillonnés à la coupe type Gayhurst, ainsi que les âges de 44 ± 3 , 49 ± 4 et de 50 ± 4 ka obtenus sur les Sables des Vieilles-Forges au cours de cette étude, permettent de croire que les Basses-Terres étaient libres de glace au Wisconsinien moyen. En fonction de cette géochronologie, le delta Gayhurst aurait donc été créé une fois le drainage vers le Saint-Laurent bloqué par un glacier appalachien.

Dans les Basses-Terres, l'interprétation paléogéographique qui est faite des événements du Wisconsinien moyen débute avec la préservation d'un dôme de nucléation au Nouveau-Québec à la fin du Stade isotopique 4, ce qui aurait permis de conserver un certain enfouissement glacio-isostatique de la croûte terrestre après les glaciations Chaudière dans les Appalaches et Lévrard dans les Basses-Terres. Au fil de la remontée glacio-isostatique, un drainage normal aurait été rétabli dans la partie centrale de la vallée du Saint-Laurent.

L'emboîtement des Sédiments de Saint-Pierre, dont la base est marquée par un contact érosif et dont les lits de tourbes pétrifiées se seraient formés dans un environnement de plaine alluviale à méandres abandonnés, témoigne de ce drainage normal. Les Rythmites du Saint-Maurice témoignent de la progression glaciaire au Nouveau-Québec et de l'augmentation de l'enfoncement glacio-isostatique qui aurait permis la création d'un bassin lacustre dans les Basses-Terres, le Lac de La Vérendrye (Occhietti, 1990). Subséquemment, les Sables des Vieilles-Forges auraient été produits par la fonte associée à l'avancée du glacier Laurentidien à la fin du stade 3, avant d'être transportés par l'ancêtre du Saint-Maurice actuel. Les sédiments des Vieilles-Forges ont été mis en place en mode de déposition deltaïque et prodeltaïque proglaciaire à l'embouchure de l'ancêtre du Saint-Maurice et du bassin du Lac de La Vérendrye dont le niveau relatif était en baisse étant donné son comblement rapide. La progression de l'inlandsis Laurentidien vers le sud aurait par la suite bloqué le fleuve Saint-Laurent et par le fait même les exutoires des rivières drainant les Appalaches. Cette avancée glaciaire aurait permis la création d'un immense lac proglaciaire entre la marge glaciaire et les montagnes frontalières: le Lac Gayhurst. La mise en place des tills de Gentilly dans les Basses-Terres et de Thetford Mines (Lennoxville) dans les Appalaches lors du dernier épisode glaciaire est considérée comme étant synchrone à l'épisode Gayhurst.

6.1.4 Holocène

Les sédiments les plus récents auront été mis en place lors de l'Holocène, où quelques lacs proglaciaires éphémères dans les vallées appalachiennes des rivières Bécancour et Palmer, et l'épisode glaciomarin de la Mer de Champlain dans les Basses-Terres, auront permis la déposition de sédiments associés à ces environnements. Au fur et à mesure de la remontée glacio-isostatique, la mise en place des sables régressifs de la Mer de Champlain permettra subséquemment l'édification de champs de dunes paraboliques dans la zone de piedmont. Au même moment, des tourbières se sont mises en place dans les dépressions maintenues humide par un substrat imperméable et sont venues stabiliser les dunes. L'épisode lacustre du Lac à Lampsilis suivra l'épisode glaciomarin de la Mer de Champlain. Le drainage de ce lac, exprimé par des jeux de terrasses dans les Basses-Terres, pourrait correspondre à l'épisode érosif à l'origine de l'exhumation des falaises du secteur de Pointe-Platon et de Cap-Santé.

6.2 Recommandations et travaux futurs

Par manque de temps, aucune fabrique de till n'a été réalisée au cours des relevés stratigraphiques, ce qui aurait contribué à l'interprétation stratigraphique des coupes observées. De plus, l'utilisation d'une charte de couleur Munsell aurait été très utile afin de détailler davantage les observations sédimentaires. Dans le futur, il pourrait être intéressant de réaliser des fabriques aux endroits exhibant des sédiments reliés à plusieurs glaciations. De plus, il serait important de poursuivre le programme de datation IRSL des dépôts sableux de la partie centrale des Basses-Terres et d'étudier plus en détails la provenance et la structure des dépôts non-glaciaires. Les implications d'une vallée du Saint-Laurent libre de glace au Wisconsinien moyen remettent en perspective les divergences entre la chronostratigraphie et la lithostratigraphie des sédiments quaternaires entre les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches du Sud du Québec.

De plus, une modélisation 3D des argiles de la Mer de Champlain pour l'ensemble de la vallée du Saint-Laurent permettrait également de valider l'hypothèse des chenaux creusés par la vidange sous-glaciaire du Lac Candona. Des tests en IRSL réalisés sur les galets mous de la carrière de Manseau et les varves du Ruisseau Landry seraient à envisager comme éléments de comparaison pour valider ou infirmer cette hypothèse. De plus, un âge IRSL devra être attribué aux Sables des Vieilles-Forges à la coupe type le long du Saint-Maurice pour fin de comparaison avec les âges obtenus sur la rive sud du Saint-Laurent.

6.3 Conclusion

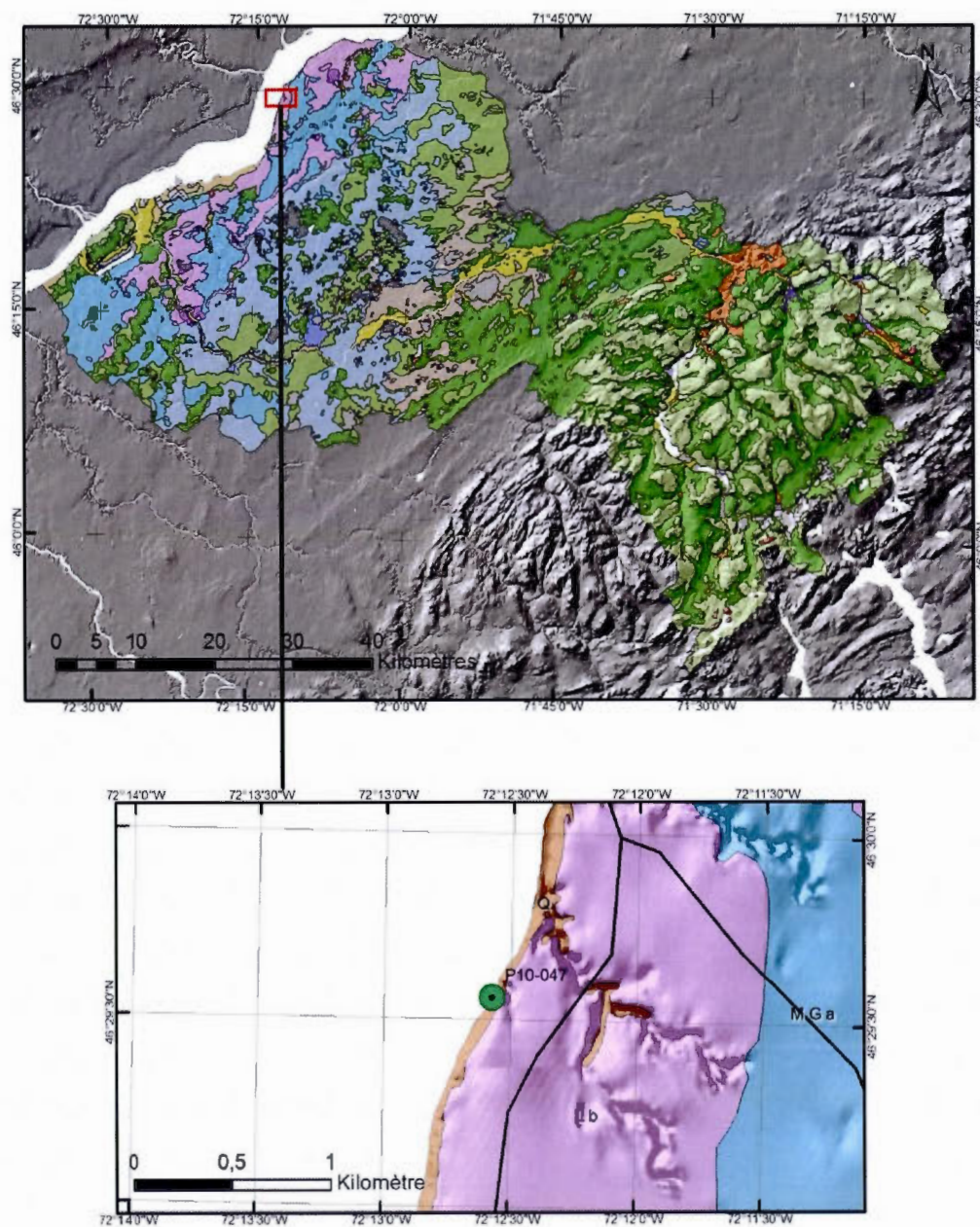
Les résultats des travaux présentés dans ce mémoire ont entre autres permis de préciser le cadre stratigraphique de la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent. Les relevés stratigraphiques ont notamment permis de préciser l'extension régionale des sédiments associés aux Sables des Vieilles-Forges et aux Rythmites du Saint-Maurice corrélées par Besré et Occhietti (1990) aux *Gray Varves* de Lamothe (1989) sur la rive sud du fleuve Saint-Laurent. Autrement, seuls les travaux de Héту *et al.* (1995) avaient auparavant permis

d'identifier ces deux unités lithostratigraphiques le long de la rivière Bécancour près de Saint-Sylvere. Dans le cadre de cette étude, les Rythmites du Saint-Maurice ont été identifiées jusque dans les sections centrales des rivières Blanche, Bécancour, Gentilly et de la Petite rivière du Chêne.

L'utilisation de l'IRSL a ensuite permis de distinguer les Sables de Lotbinière des Sables des Vieilles-Forges, en permettant de redéfinir l'extension et la connectivité régionale de ces deux unités au potentiel aquifère partiellement confinées. De plus, la méthode de datation par IRSL a permis d'obtenir des âges qui constituent une première dans l'application de l'IRSL à la résolution d'un problème hydrogéologique. Il est toutefois toujours controversé de relier stratigraphiquement les événements wisconsinien de la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent avec ceux des Appalaches du Sud du Québec. À la lumière des résultats présentés dans ce mémoire, l'hypothèse A de Lamothe *et al.* (1992) demeure donc la plus plausible au point de vue chronostratigraphique.

ANNEXE A

DESCRIPTIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

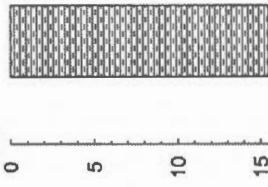


Localisation de la coupe stratigraphique du fleuve Saint-Laurent.

Fleuve Saint-Laurent

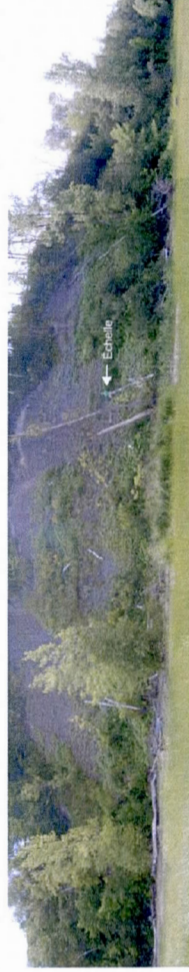
P10-047

(m)

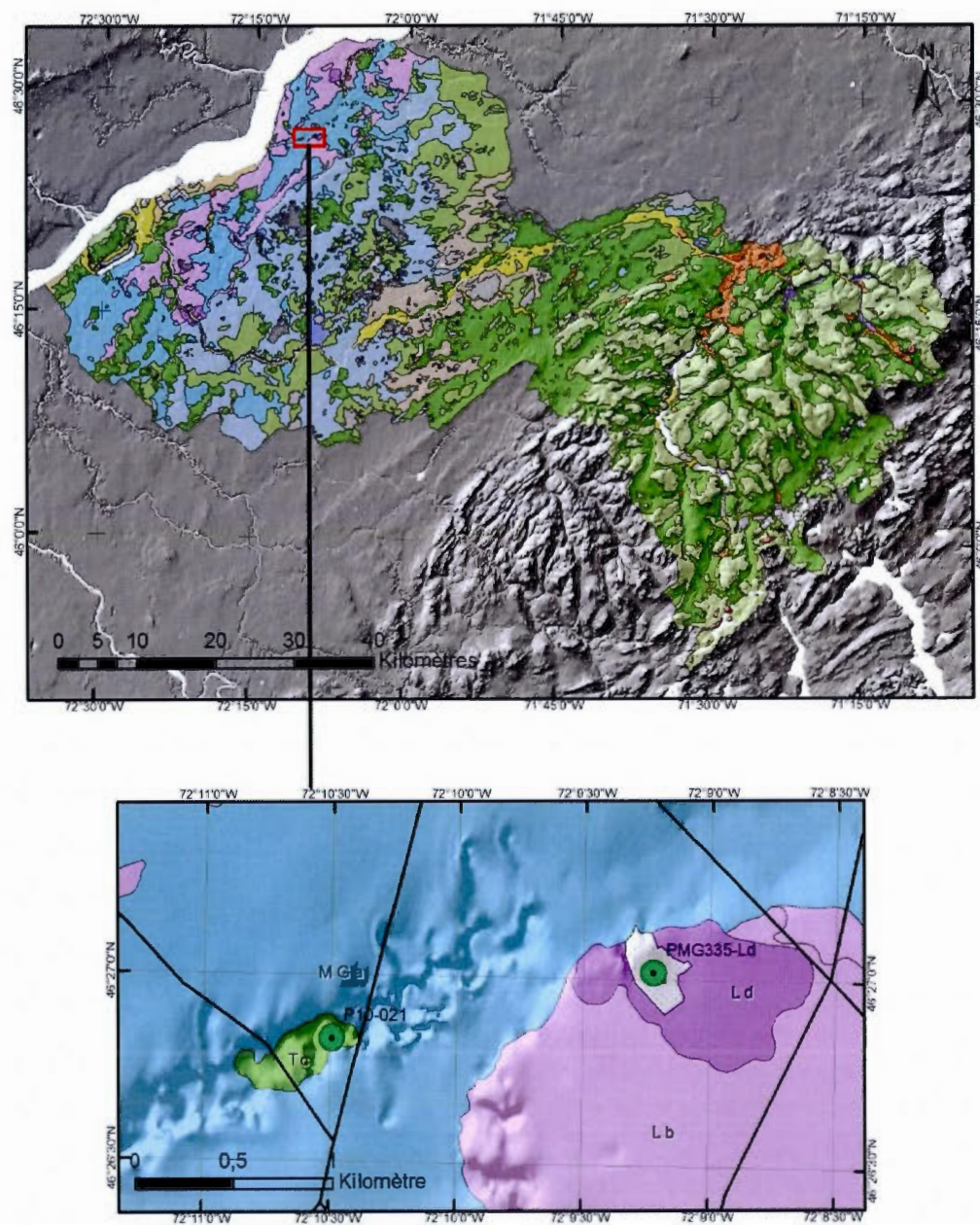


Légende

Turbidites de Parvile / Rythmes d'englaciation



Coupe stratigraphique du fleuve Saint-Laurent.



Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière aux Orignaux.

Rivière aux Orignaux et des environs



PMG-335-Ld



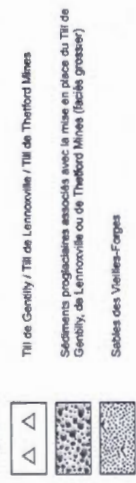
P10-021



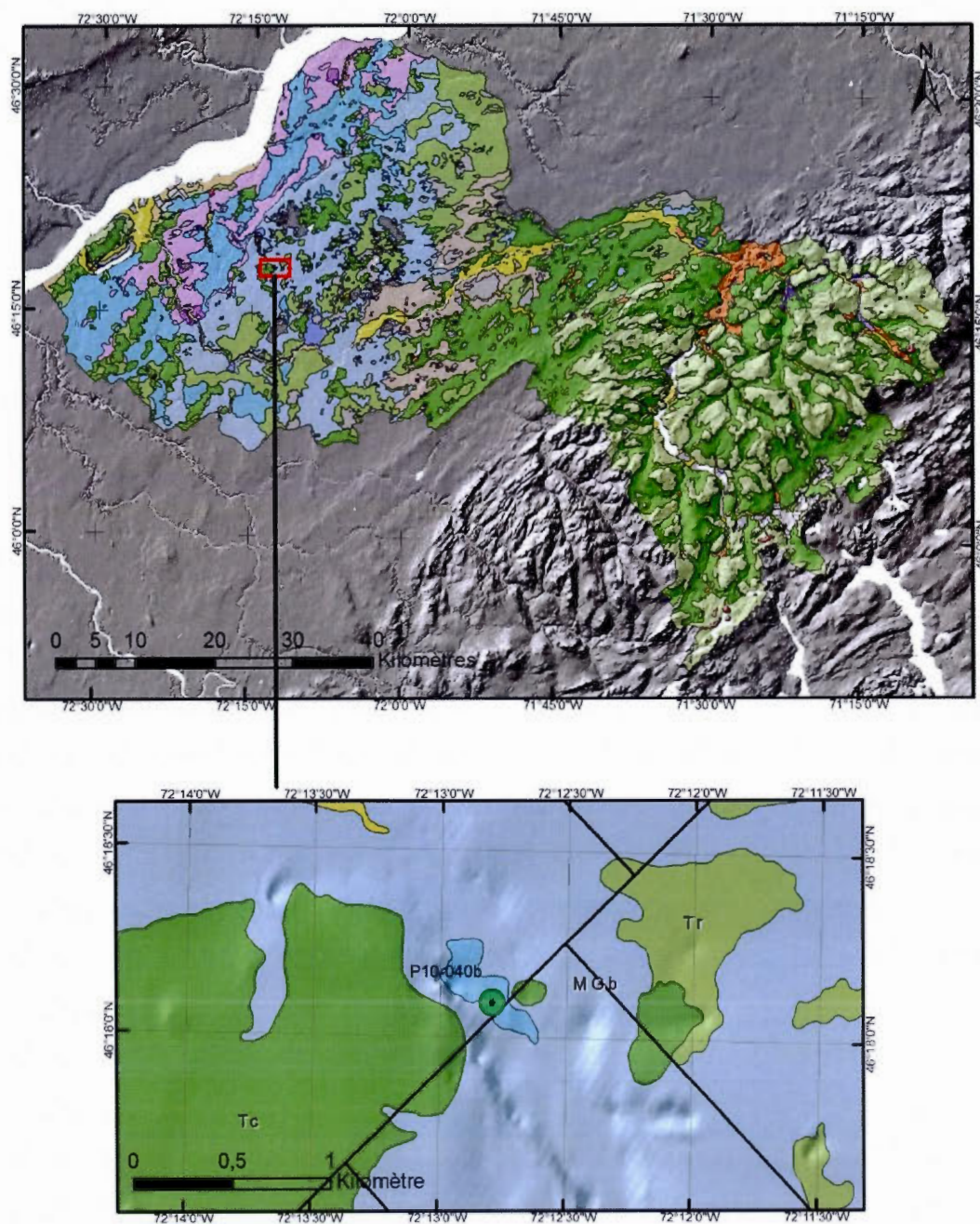
Échantillon IRSL P10-S



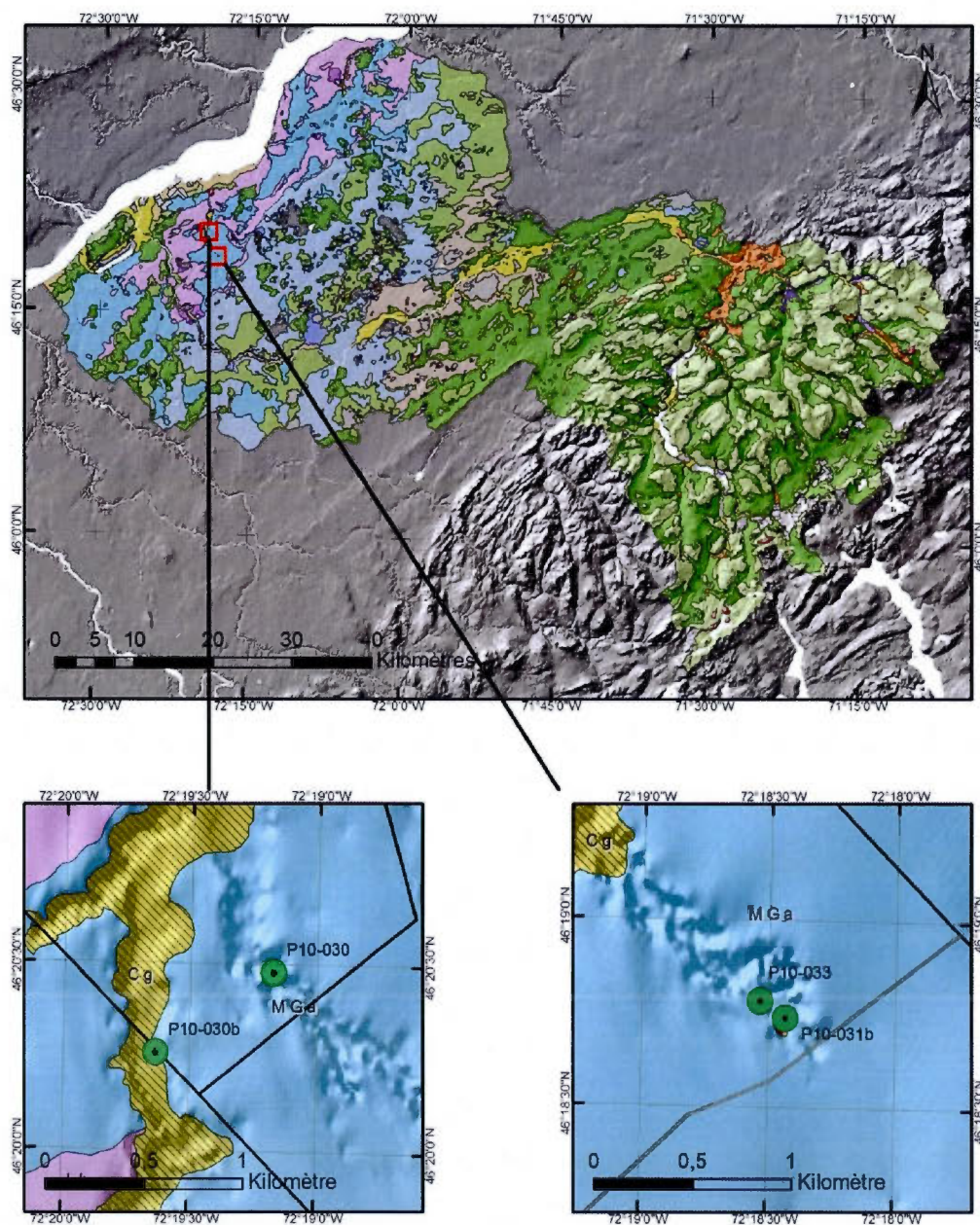
Légende



Corrélations stratigraphiques et comptage pétrographique (fraction 4-8 mm) pour la rivière aux Orignaux et ses environs.

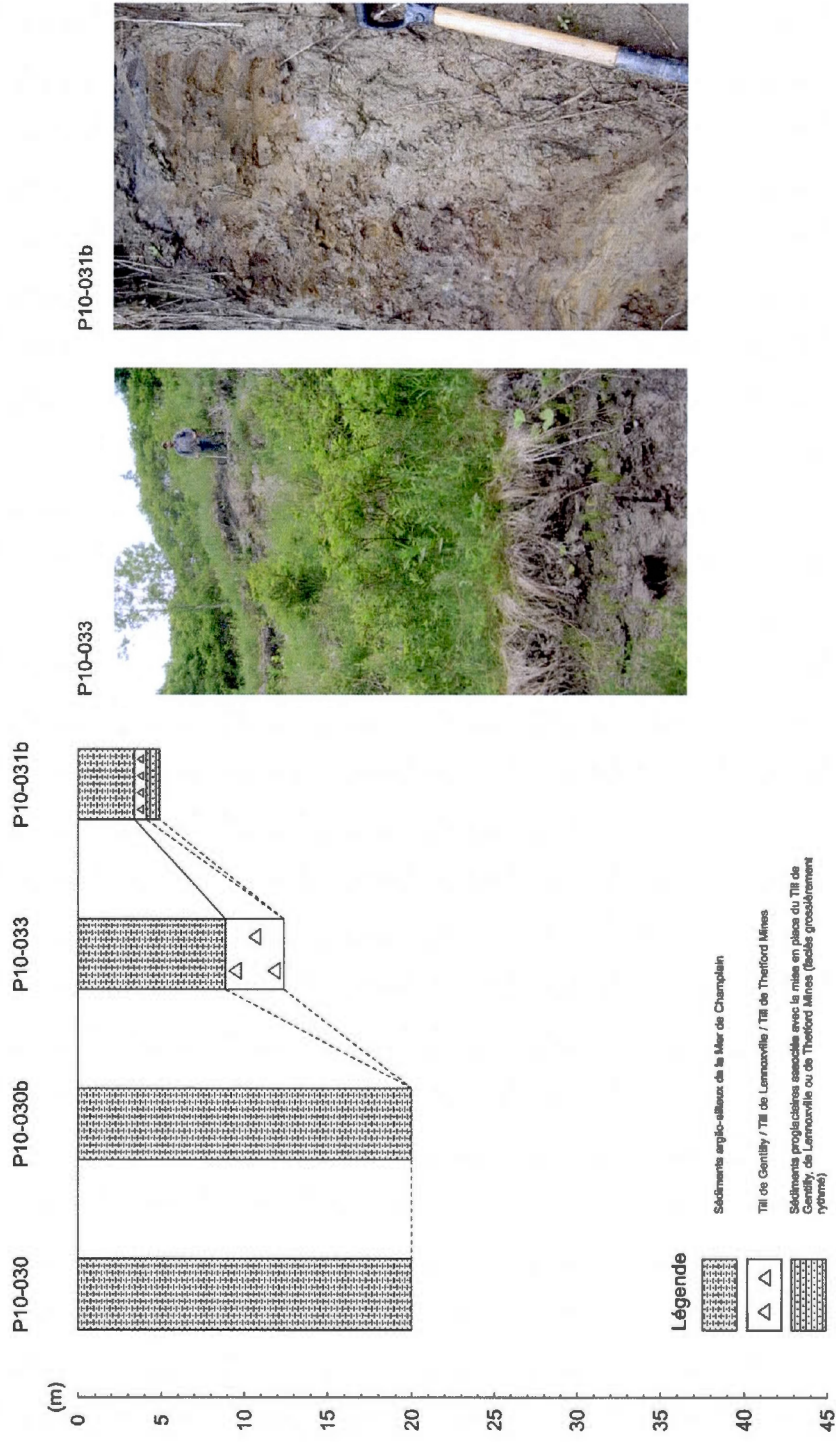


Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Gentilly (section haute).

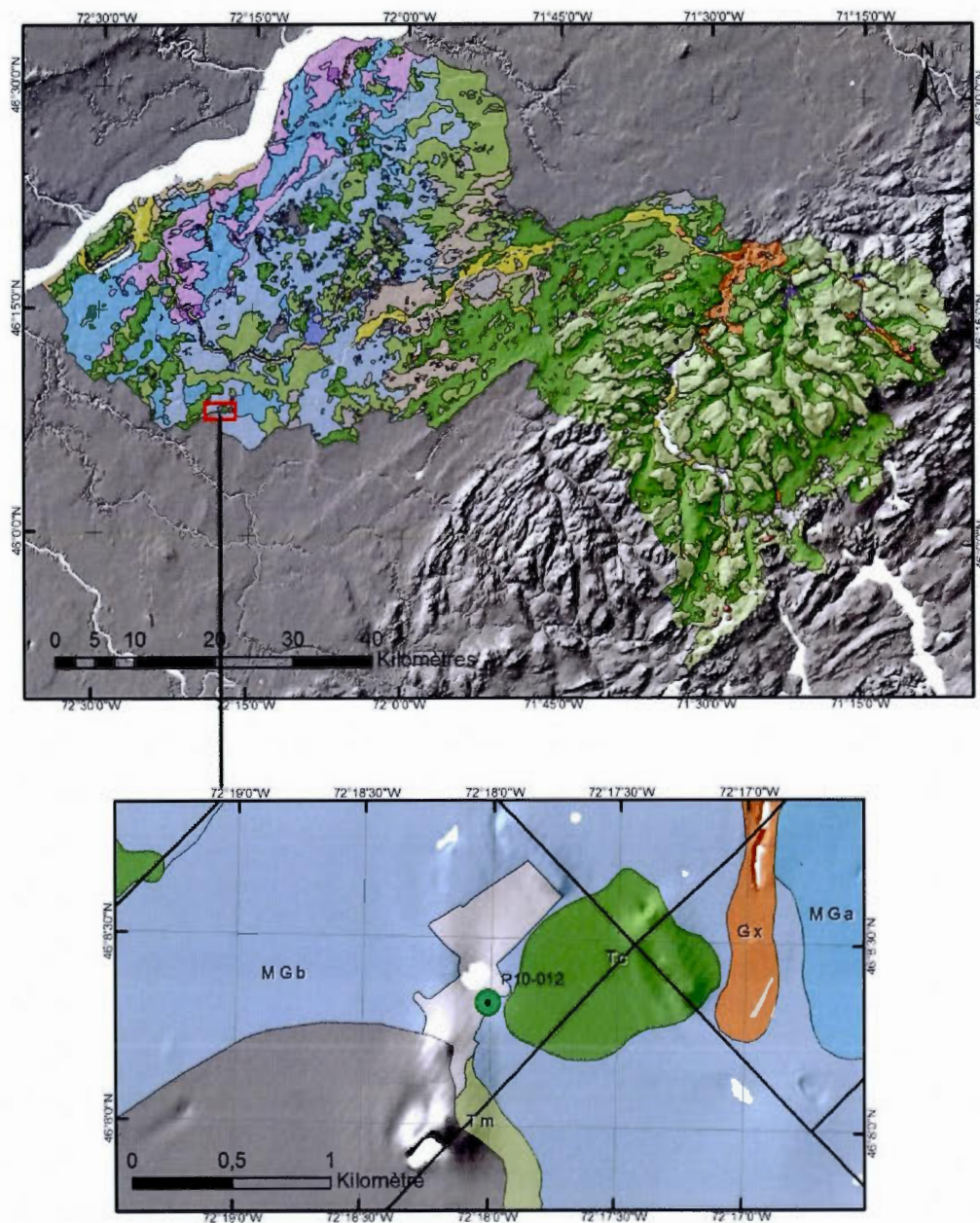


Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Gentilly Sud-Ouest.

Rivière Gentilly Sud-Ouest



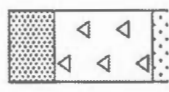
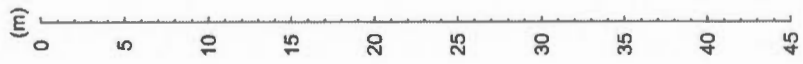
Corrélations stratigraphiques pour la rivière Gentilly Sud-Ouest.



Localisation de la coupe de la carrière de Saint-Wenceslas.

Carrière de Saint-Wenceslas

P10-021

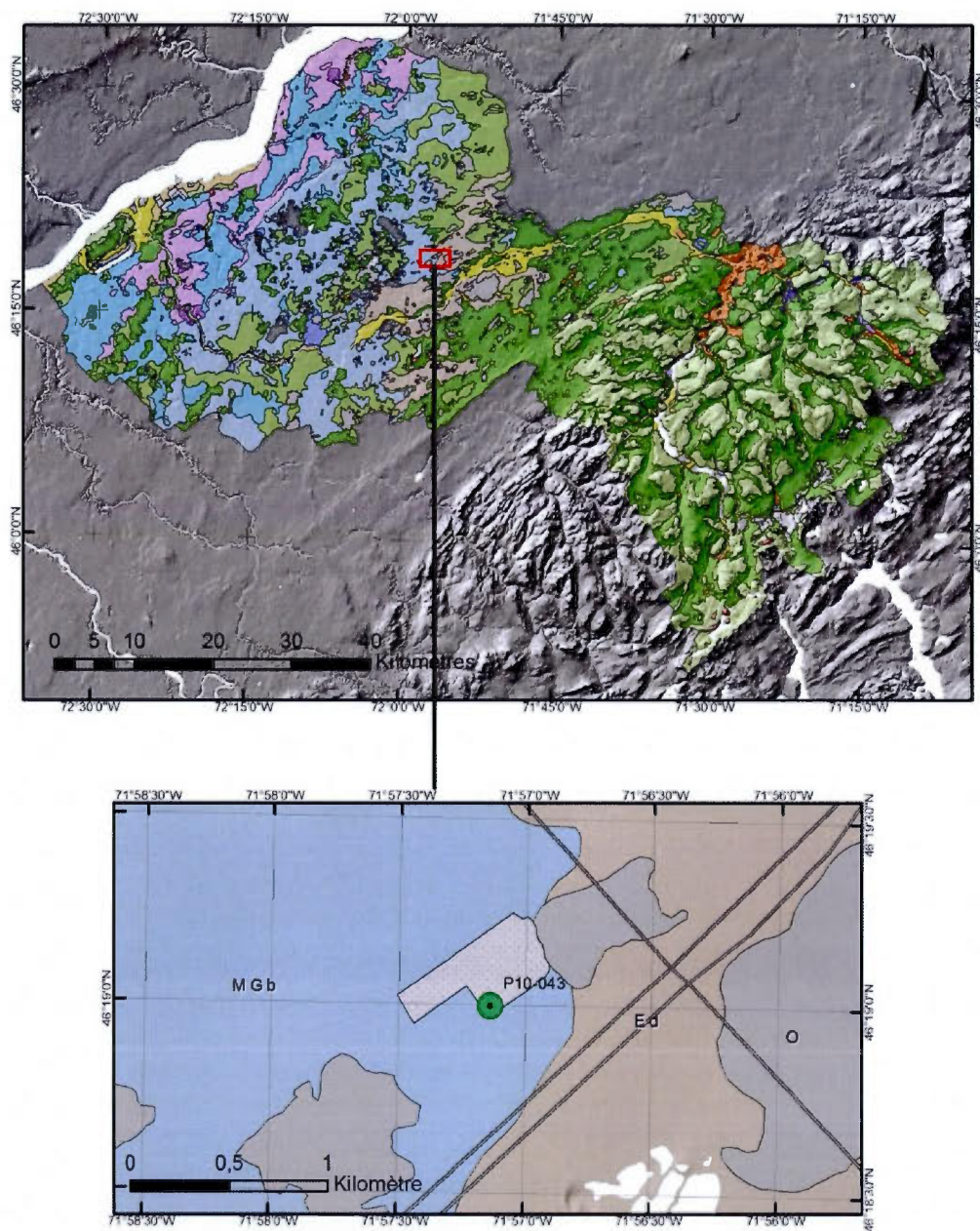


Légende

- Sédiments holocènes (principalement, détritiques, litraux et alluviaux éoliens)
- TB de Gentilly / TB de Lemoineville / TB de Thetford Mines
- Solde rocheux

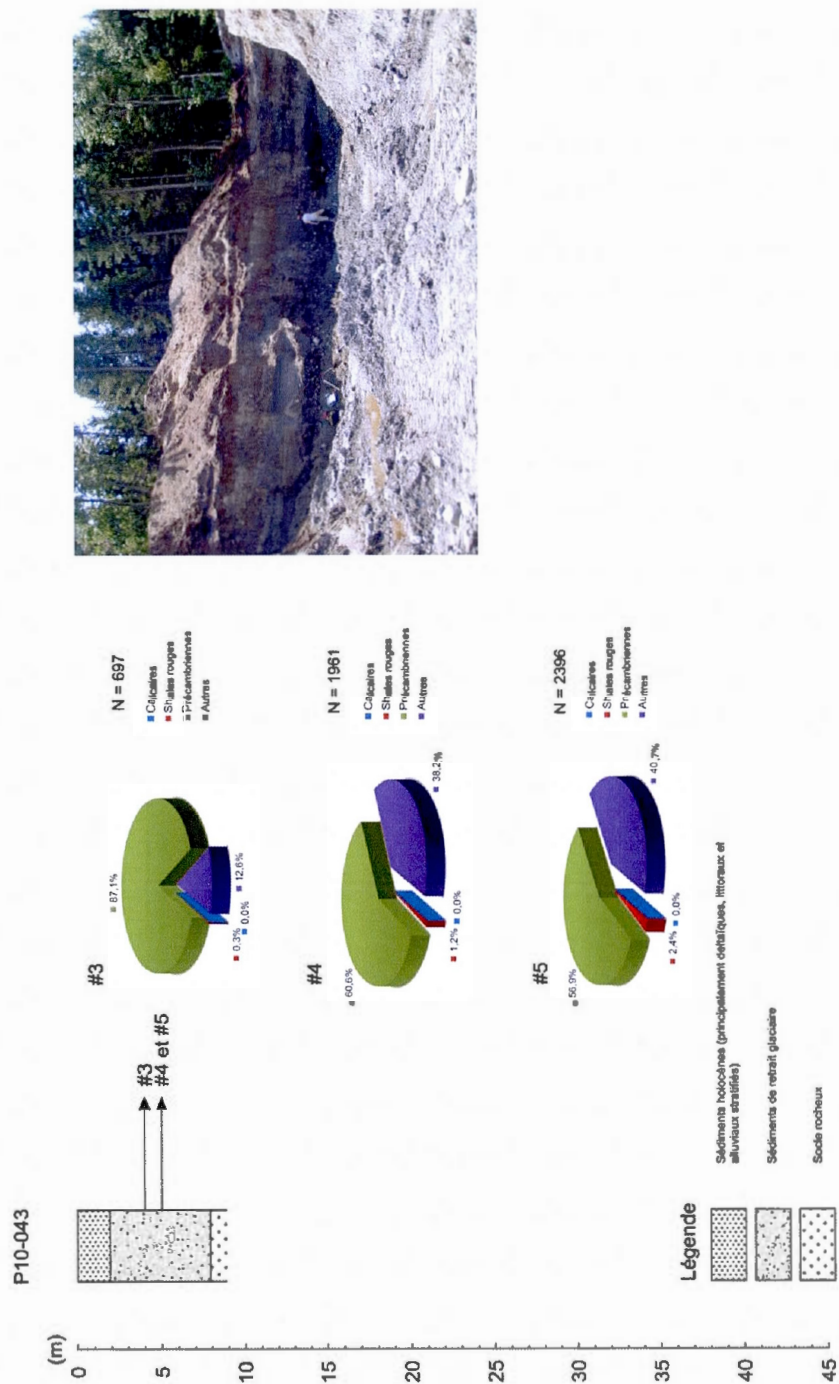


Coupe stratigraphique de la carrière de Saint-Wenceslas.

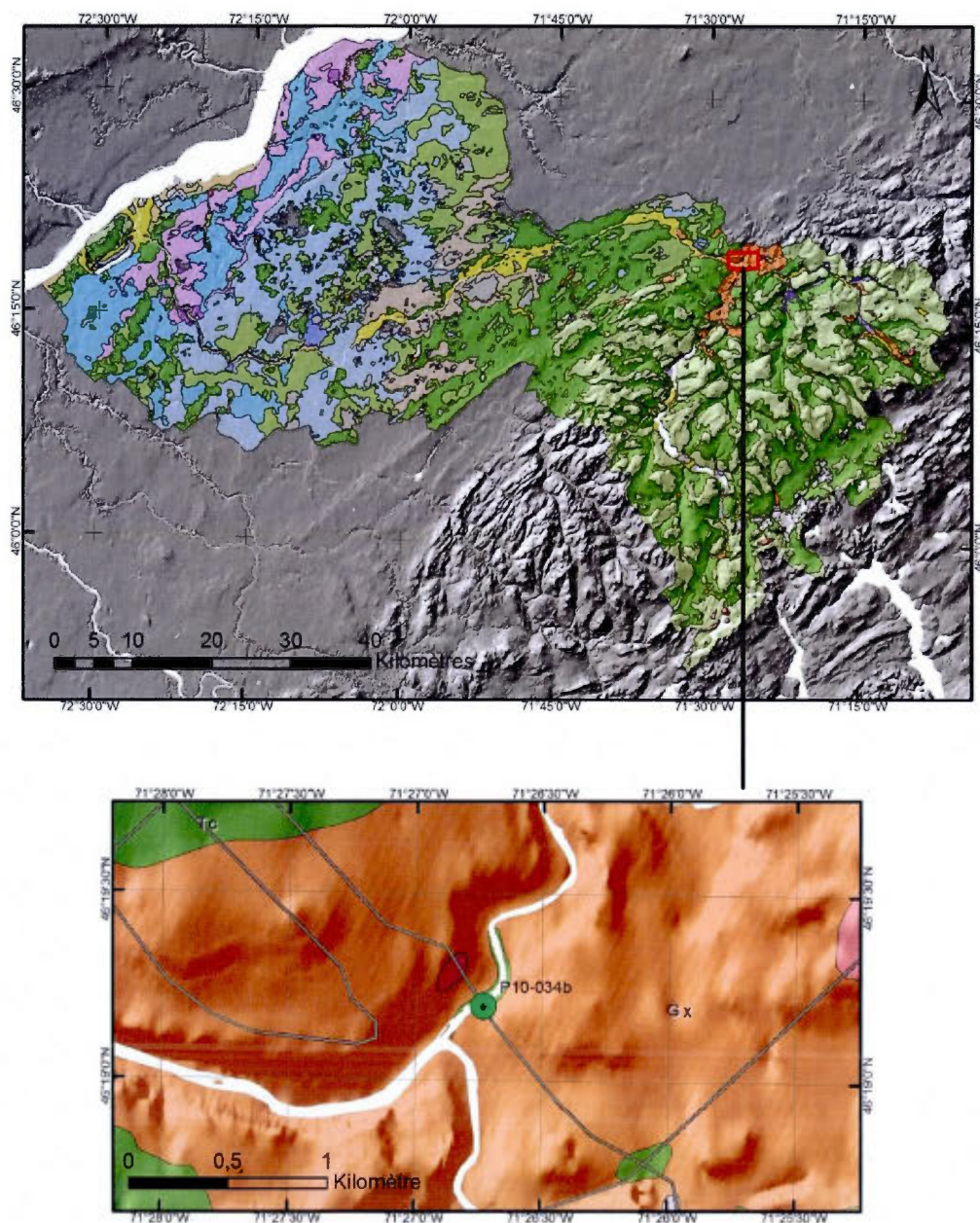


Localisation de la coupe de la carrière-gravière-sablière de Manseau.

Carrière-gravière-sablère de Manseau

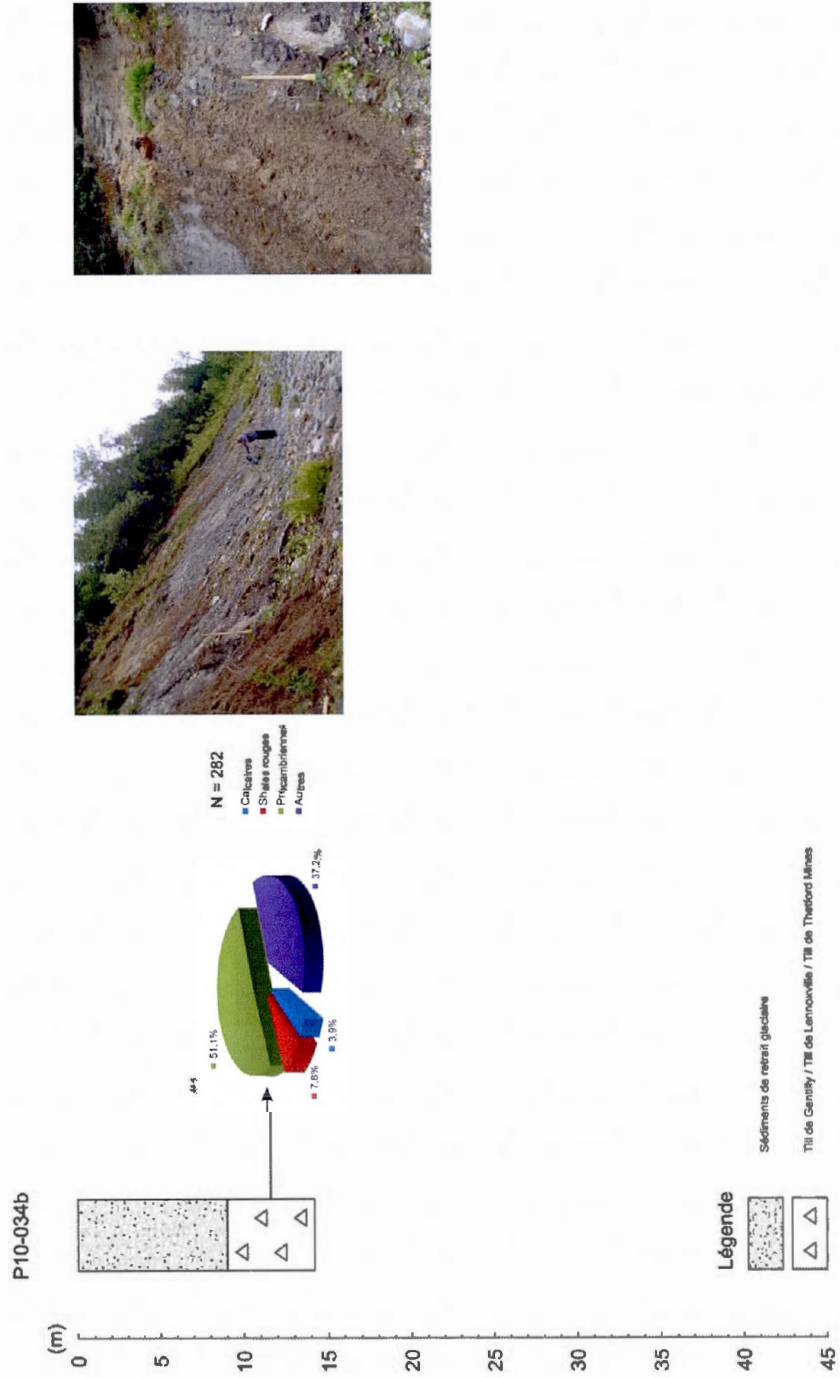


Coupe stratigraphique et comptages pétrographiques (fraction 4-8 mm) de la carrière-gravière-sablère de Manseau.

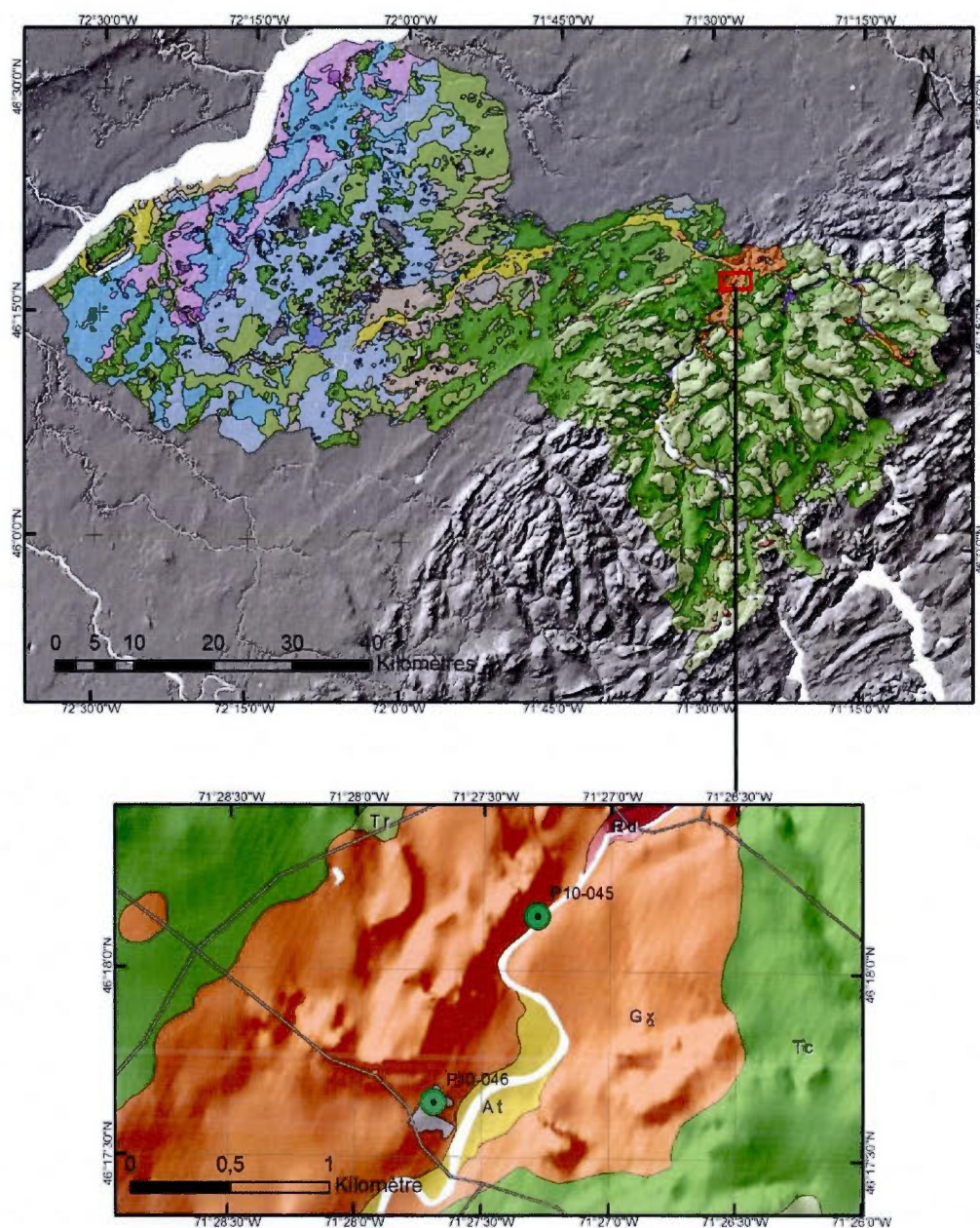


Localisation de la coupe stratigraphique de la rivière Palmer.

Rivière Palmer



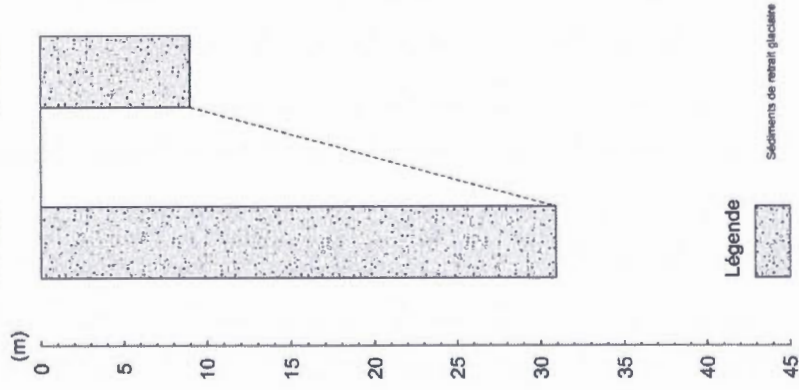
Corrélations stratigraphiques et comptage pétrographique (fraction 4-8 mm) de la rivière Palmer.



Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Bécancour (section haute).

Rivière Bécancour

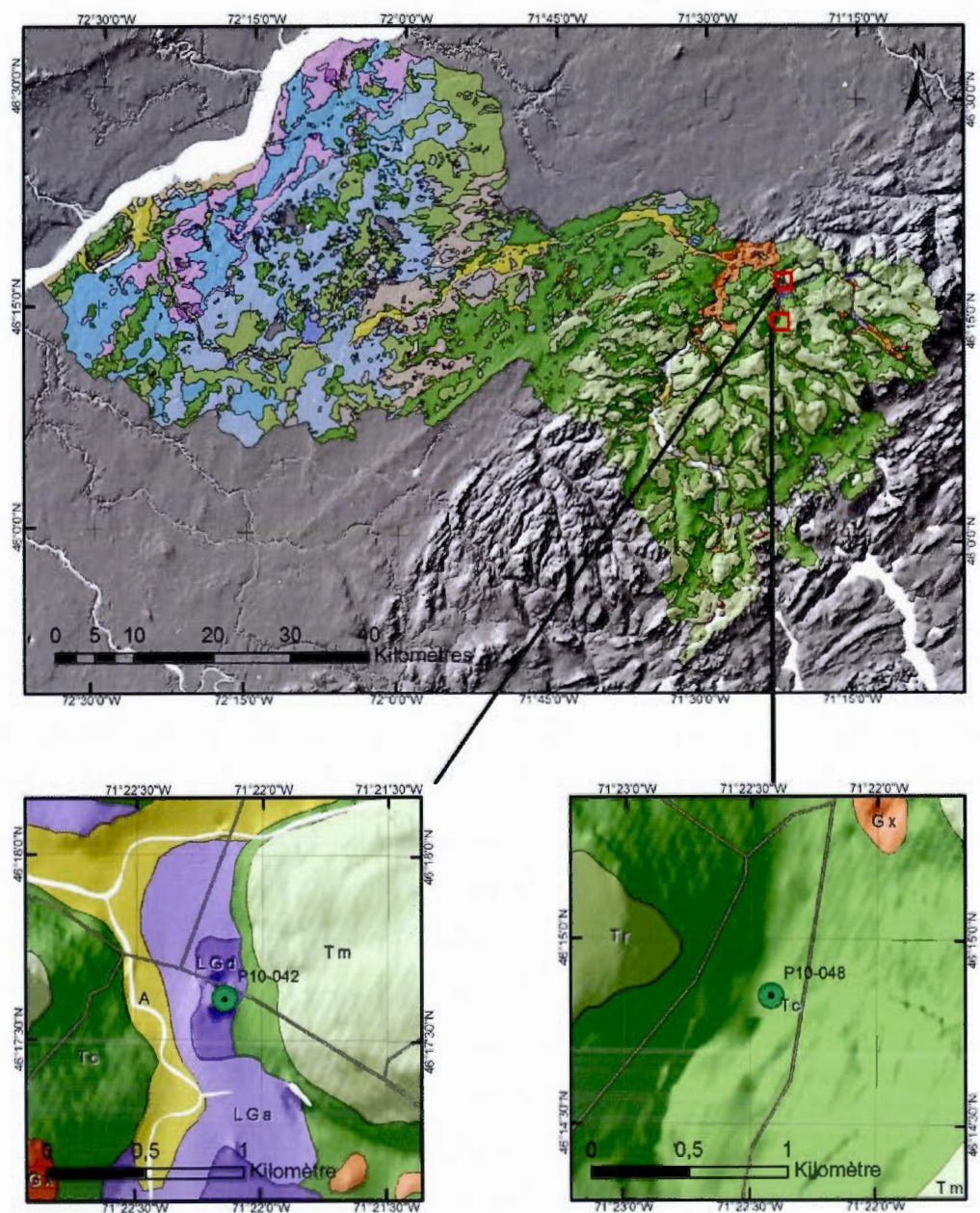
P10-045 P10-046



P10-046

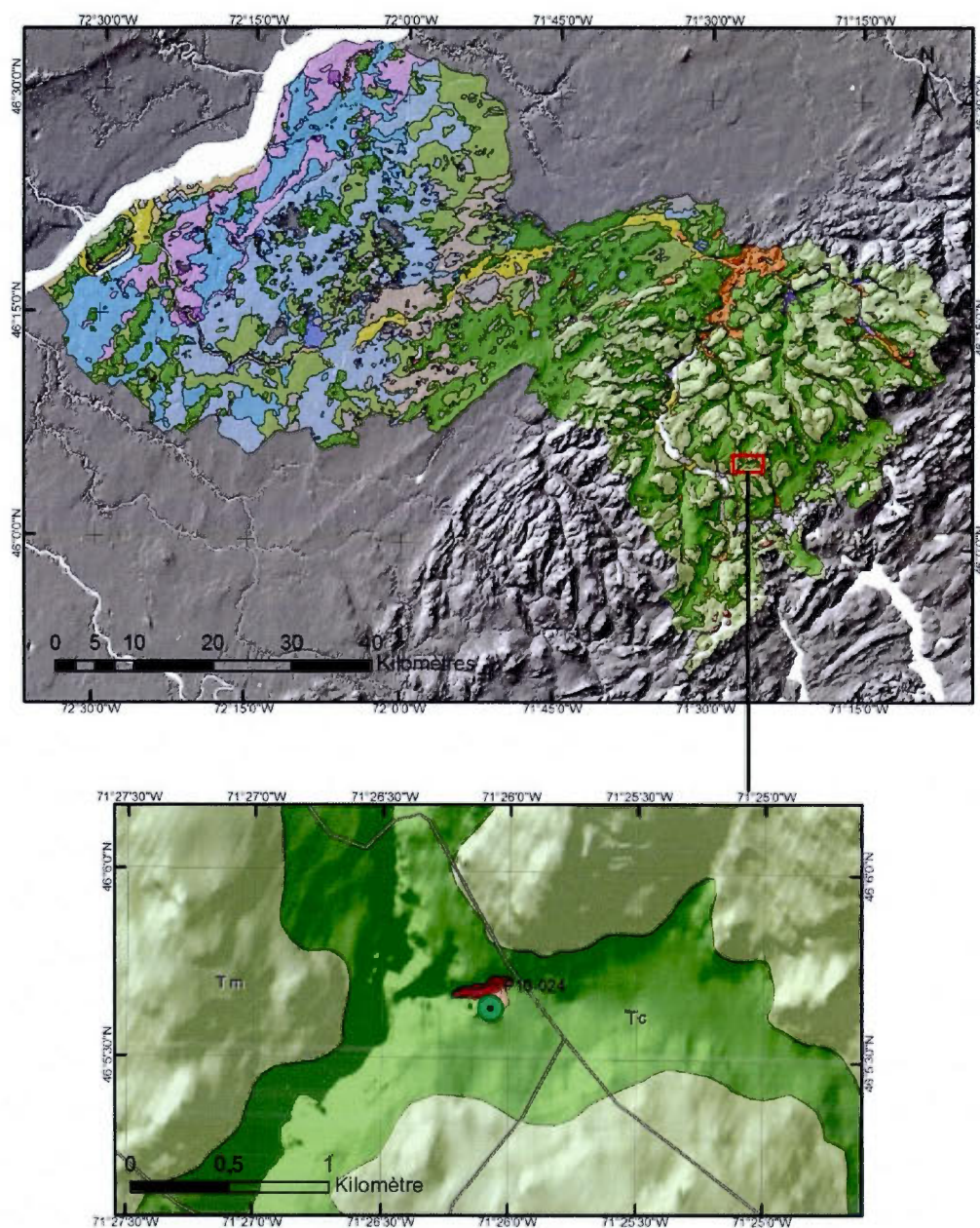


Corrélations stratigraphiques pour les sections de la rivière Bécancour (section haute).



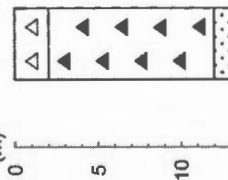
Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Osgoode et ses environs.

Corrélations stratigraphiques et comptage pétrographique (fraction 4-8 mm) de la rivière Osgoode et des environs.






Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Chainey.

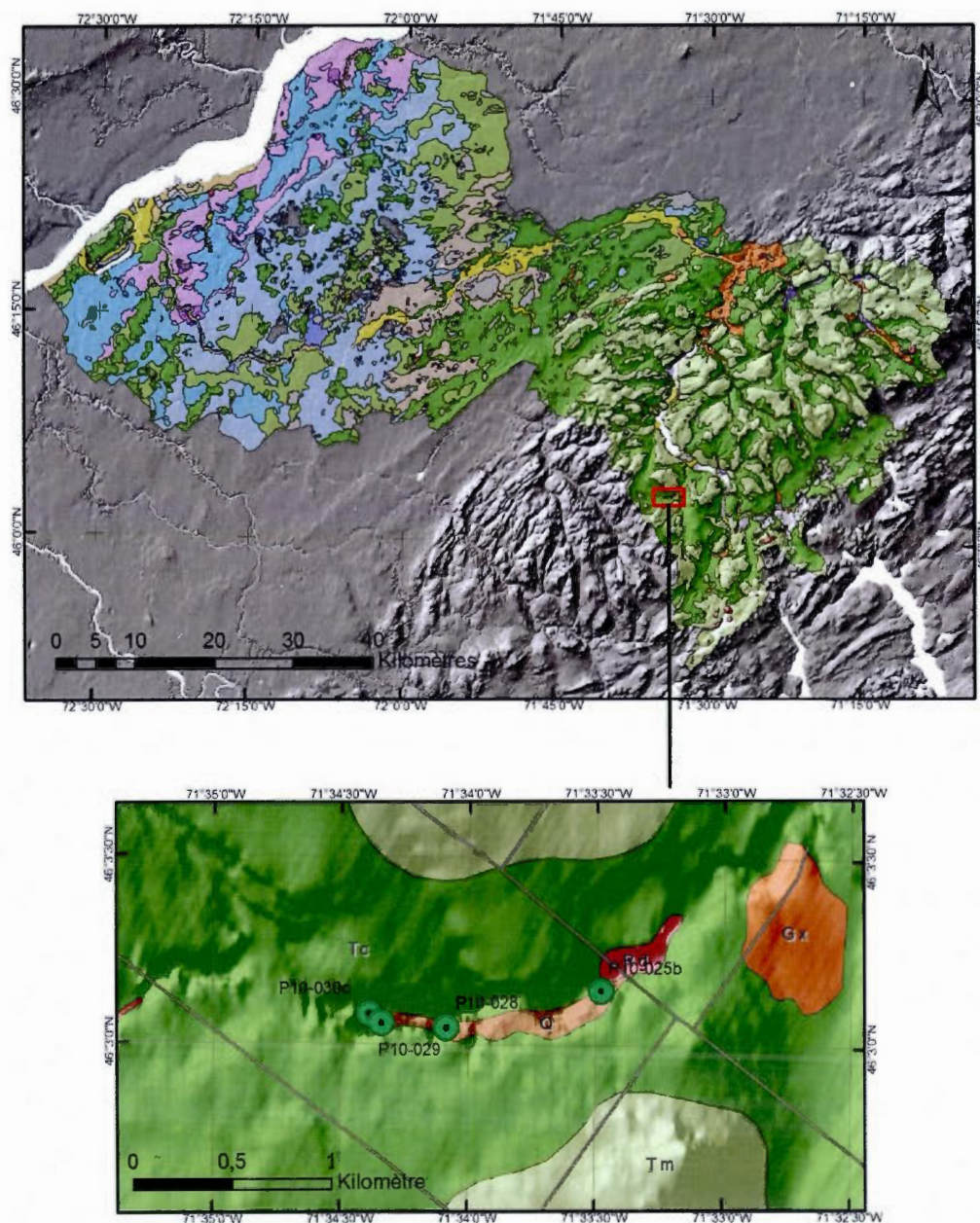
P10-024
Ruisseau Grégoire (Chauvin, 1979b)



Légende

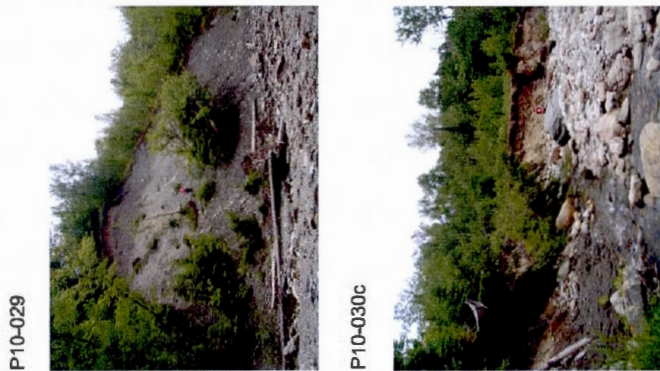
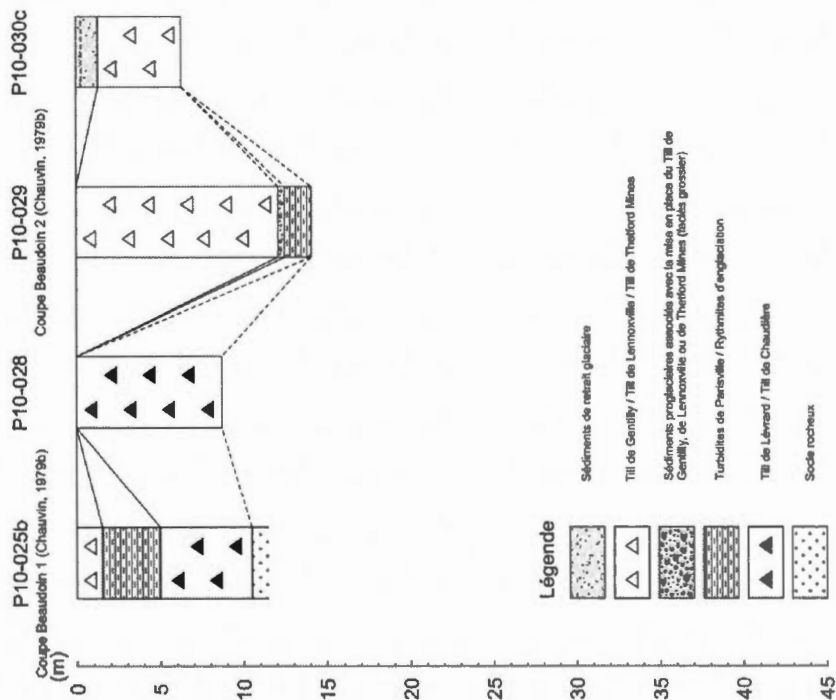
- | | |
|---|---|
|  | TN de Gentilly / TN de Lannocville / TN de Thetford Mines |
|  | TN de Lévis / TN de Chaudière |
|  | Socle rocheux |

Corrélations stratigraphiques pour la rivière Chainey.

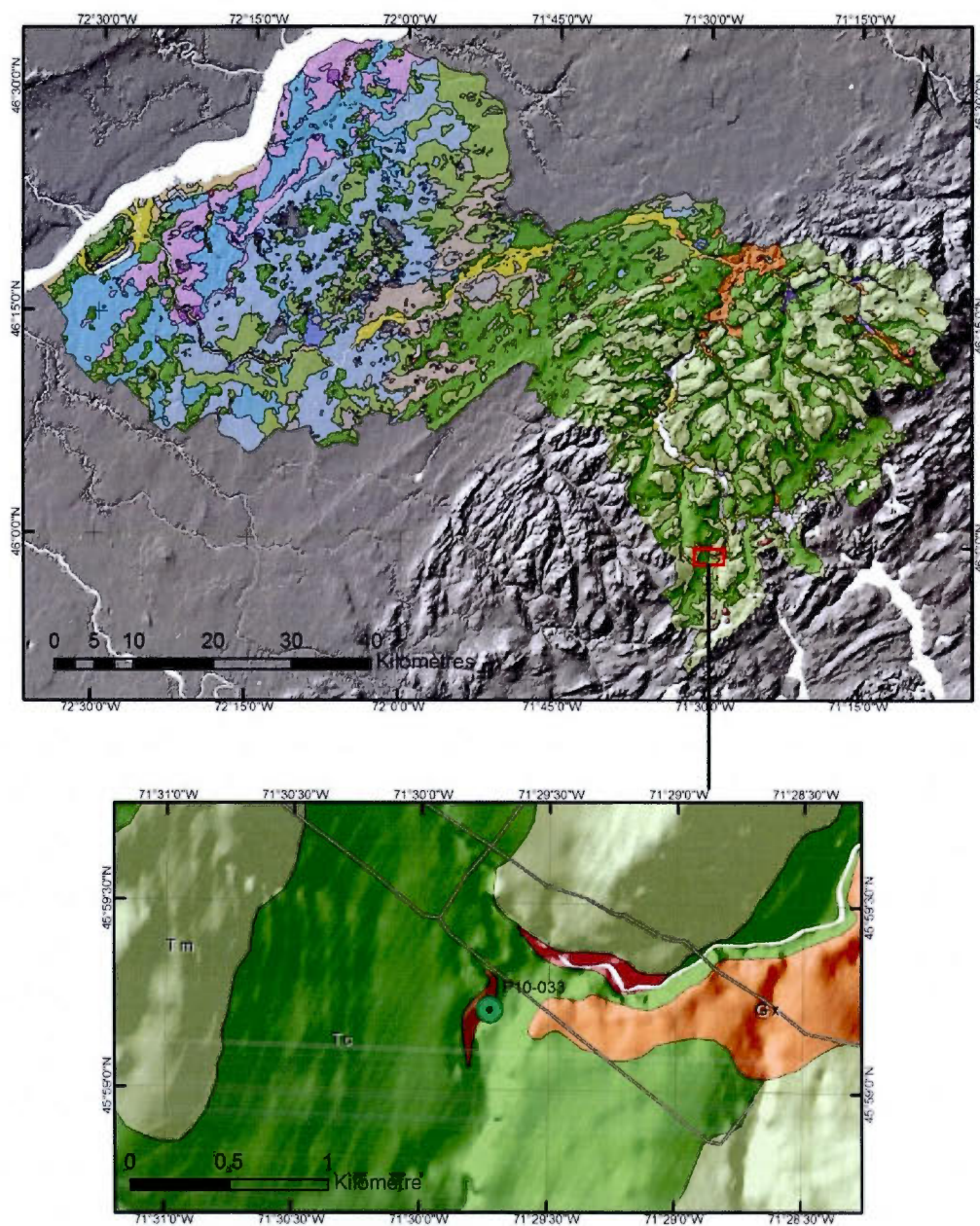


Localisation des coupes stratigraphiques du ruisseau Provencher.

Ruisseau Provencher



Corrélations stratigraphiques pour le ruisseau Provencher.

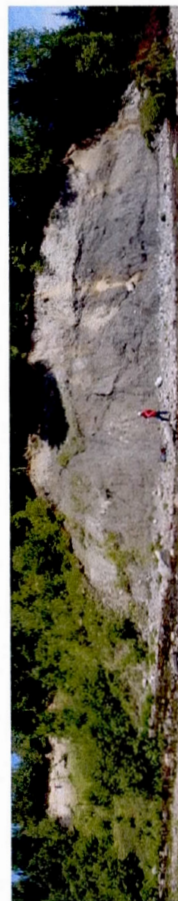


Localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Blanche et ses affluents.




Rivière Blanche et affluents

P10-033
Chauvin (1978a)

(m)



Légende

-  TII de Gentilly / TII de Lemnoxville / TII de Thetford Mines
-  Turbidites de Paréville / Rythmées d'englaciation
-  TII de Lévesque / TII de Chaudière

Corrélations stratigraphiques pour la Blanche et ses affluents.

ANNEXE B

RÉSUMÉ ALLONGÉ GÉOHYDRO 2011

Hydrostratigraphy and Quaternary geology of the Bécancour area watersheds, Québec

Pierre-Marc Godbout¹, Michel Lamothe¹, and Marie Larocque¹

¹ *Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal (UQAM), CP 8888 Centre-ville, Montréal, QC H3C 3P8, Canada*



ABSTRACT

The groundwater characterization project of the Bécancour zone watersheds was initiated in April 2009. The approach includes a revised detailed Quaternary map of the area. Geological interpretation of aerial photos and more than 3100 observation sites have been integrated in a GIS to do the mapping. The 3D-model is based on the interpretation of more than 60 stratigraphic sections and more than 1000 boreholes. Apparent resistivity profiles and a series of luminescence dates provide additional data. The main goal of this study of the regional Quaternary architecture is the development of a robust 3D hydrostratigraphic model.

RÉSUMÉ

Le projet de caractérisation des eaux souterraines des bassins versants de la zone Bécancour a été initié en avril 2009. Il comporte, entre autre, une révision de la cartographie des dépôts quaternaires. La photo-interprétation et plus de 3100 stations d'observation ont permis de cartographier la région à l'étude. À cela ce sont ajoutées les descriptions de plus de 60 sections stratigraphiques, l'interprétation de plus de 1000 forages, l'analyse de profils de résistivité apparente et l'utilisation d'outils géochronologiques. Le but de cette étude est de modéliser l'architecture verticale des dépôts quaternaires et de développer un modèle hydrostratigraphique 3D.

1 INTRODUCTION

Since April 2009, Québec's Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP) has financed seven regional groundwater characterization studies in southern Quebec. One of these projects focuses on the aquifer of the middle and lower part of the Bécancour river watershed and eight related drainage basins located near the St. Lawrence River in the Centre-du-Québec region (Figure 1). The approach includes a revised detailed Quaternary map of the area as the units mapped herein are those found on the Quaternary stratigraphic legend recently devised by the Quebec branch of the Geological Survey of Canada. The knowledge of the regional extent and vertical succession of Quaternary deposits according to this new legend is an important element in the identification of recharge areas and groundwater flow in regional scale aquifers.

The main objective of this project is the integration of the Quaternary sedimentary and geomorphologic data into a robust hydrostratigraphic model over the 3847 km² of the Bécancour watershed to support aquifer characterization. Previous and newly acquired stratigraphic information is used as a validation tool of multi-sources boreholes data into the conception of a 3D-model.

2 GEOLOGY OF THE STUDY AREA

The nature and the morphology of the bedrock linked with the thickness of Quaternary sediments and their geomorphology are inevitably interconnected with groundwater flow. The Bécancour river watershed is developed on two Québec's major geological provinces (Figure 2): the St. Lawrence Lowlands platform and the taconian domain of the Appalachians (Globensky, 1987; Clark et Globensky, 1976). The NE-SW oriented Logan's fault is separating the two domains. Bedrock is generally observed in the upper zone of the Bécancour river where metamorphic rocks from the external and oceanic domains are frequently outcropping above an elevation of ~200 m.

The extension and accumulation of Quaternary sediments become more important in the middle part of the drainage basin under elevation comprised between 170 and 180 m asl., the regional maximum level of the Champlain sea (Parent, 1987). However, the greatest thicknesses are reach in the lower part along the St. Lawrence River in the Chambly-Fortierville synclinorium, an important regional structure. The central part of the study area is thus considered as the main recharge zone of the regional aquifer where sandy marine and aeolian sediments are directly superimposed on the bedrock and where most of the wetlands can be found. The sedimentary rocks found in the lower and middle parts are principally of detrital nature. Some of these rocks forming the shale of Utica group are considered as an important shale gas reservoir which is a major hydrogeological aspect in this case study.

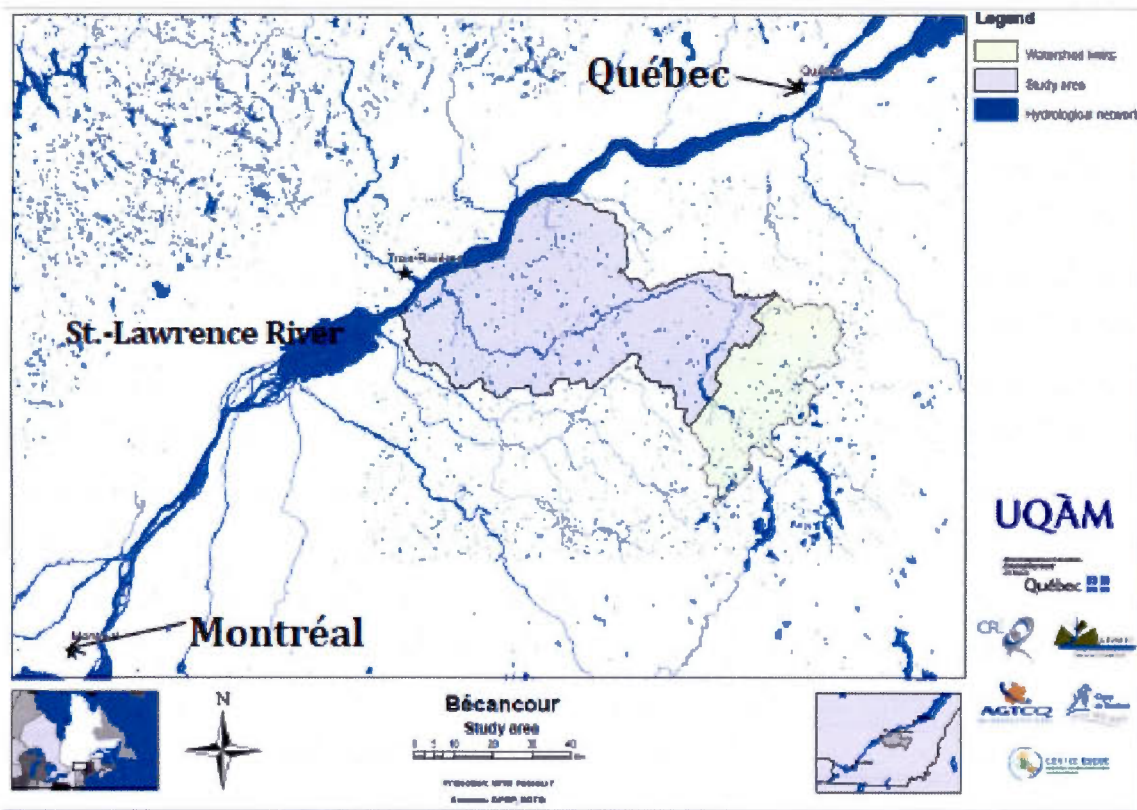


Figure 1. Mapping and stratigraphy area (grey and green) and hydrogeological study area (grey only).

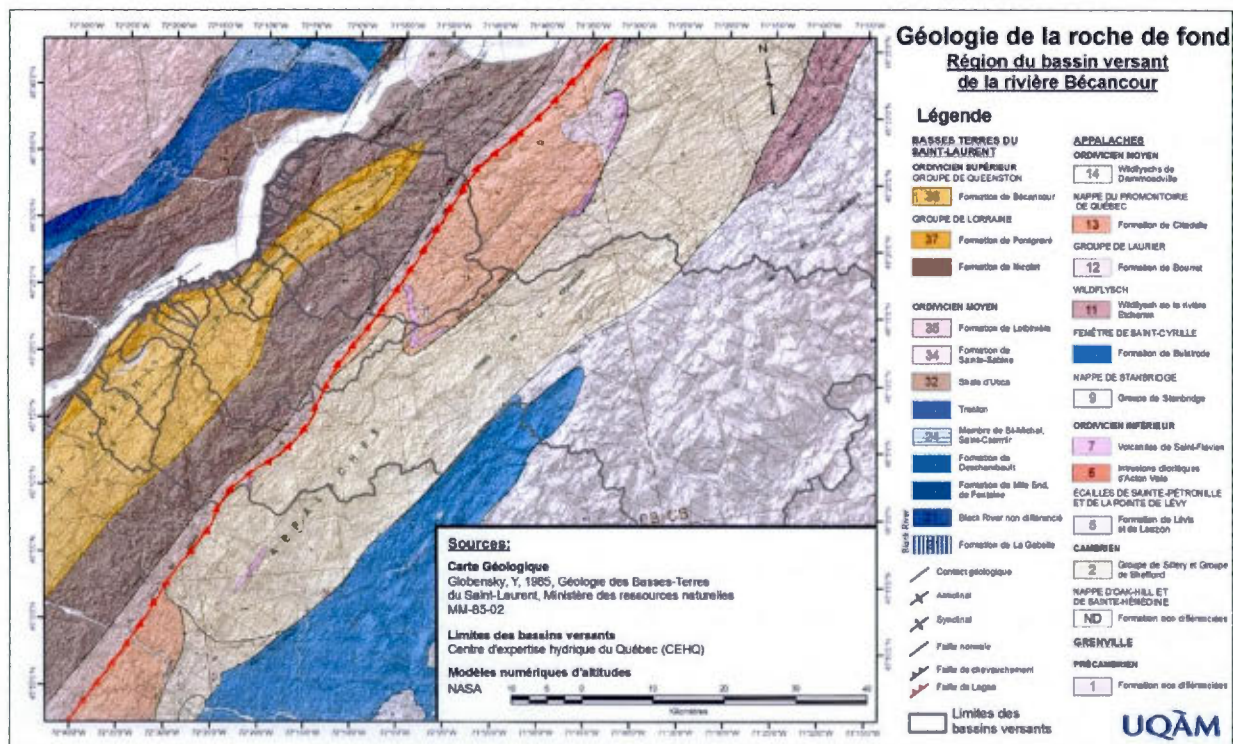


Figure 2. Bedrock geology for the Bécancour area watersheds according to Globensky, 1987. The Chambly-Fortierville synclinorium is shown in yellow and orange.

3 MATERIALS AND METHODS

Mapping of the study area is the first step in the construction of a 3D-model. During the 2009 and 2010 summer fieldwork, more than 3100 observation sites used as primary control points in the mapping process were established over the whole Bécancour area watersheds. Mapping was achieved following the interpretation of recent air photos integrated in a GIS to which were superposed pre-existing Quaternary information from several researchers (Gadd, 1955; Occhietti, 1979; Lamothe, 1985; Parent, 1987). A detailed geophysical resistivity survey has been carried out as a BSc thesis project (Pelletier, 2010) and is integrated in the stratigraphic architecture at specific sites. Measurements were performed with a resistivity meter (ABEM Terrameter LS) on 400-1800 m profiles and 5 m electrode spacing (maximum investigation depth 60 m). 18 profiles for a total investigation length of 11.6 km were surveyed. Interpretation of CPT (Cone Penetration Test) and RPSS (Roto Percussion Sounding System) logs available at 15 locations and observations from the bedrock-reaching boreholes at 8 locations were added to these data to reinforced the interpretation.

Luminescence is a powerful geochronological tools mainly used in the dating of detrital sediments forming a whole spectrum of quaternary paleoenvironments. This method is based on the emission of light by feldspar and quartz minerals following optical stimulation. Defects in

the crystalline structure of those luminescent minerals give them the ability to store energy by trapping electrons in these defects. Acting as a dosimeter, the crystal is recording the amount of environmental radioactivity originating from the natural radioactive decay of heavy elements as uranium, thorium and potassium into lighter isotopes (Duller, 2008).

In Canada, K-Feldspar is preferred to quartz because of its much greater luminescence sensitivity. The methodology for luminescence dating of feldspar is described in Lamothe (2004). Among other protocol specificities, there is a need to correct for a malign behaviour of feldspar luminescence, known as anomalous fading. The ages presented herein are corrected for anomalous fading using both the correction factor of Huntley and Lamothe (2001) and the DRC equation of Lamothe et al. (2003).

4 RESULTS

4.1 Map of the surface deposits

Mapping of the surface deposits was accomplished by using 1:40 000 air photos combined with the 3100 control points (Figure 3). The resulting interpreted photos were then digitalized, georeferenced and vectorized using ArcGIS to complete mapping.

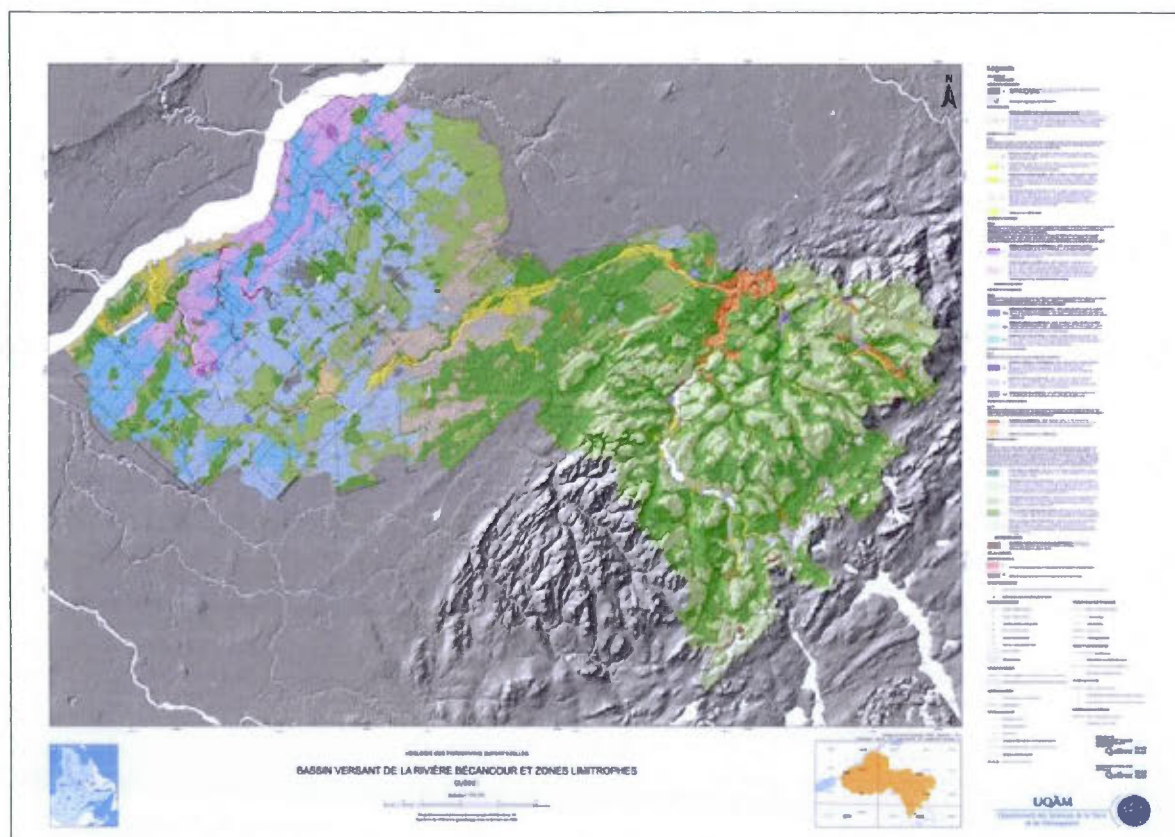


Figure 3. Map for the surface deposits

The resulting map is showing that the Appalachian region is mainly covered with thin (<1 m) in elevated area and thick (>1 m) till accumulations in valleys. Some of these valleys exhibit greater accumulations of sediments formed during the last glacial drift sitting over an older glacial sequence. Ice-contact sediments are mainly found in the Bécancour river and Palmer river valleys where accumulations of sand and gravel can reach 35 m. In the piedmont area, surface sediments are mainly till and reworked till or marine sediments left during the regressive phase of the Champlain Sea. The central part of the study area is where most of the aeolian and marine littoral sediments can be found. The geomorphologic features associated with the set up of those sand and/or silt accumulations are thought to be associated with the formation of many wetlands covering the territory. Marine littoral sediments left behind after the Champlain Sea episode are found between 175 and 65 m asl. Below 65 m, most of the clayey marine sediments which are considered as a confining unit for the groundwater flow can be found along the Chambly-Fortierville synclinorium where their thickness can reach 40 m. Either way, surface sediments below 65 m are mainly lacustrine littoral sediments from Lac à Lampsis episode or fluvial sediments from the proto-Saint-Laurent phase. Nevertheless, important sandy accumulations marking the transition between marine to lacustrine littoral sedimentation are thought to be older reworked Quaternary sediments which have a significant aquifer potential. Identification using luminescence and classification of those sandy sediments as Sables des Vieilles-Forges or Sables de Lotbinière is of significant importance.

4.2 Vertical architecture and geophysics

More than 60 stratigraphic sections, mostly located along the Bécancour and Gentilly rivers and along the Petite rivière du Chêne, where visited to assess the regional extent of the Quaternary deposits and their vertical succession. The detailed descriptions of these sections constitute the most reliable data for the regional 3D-model, elaborated following the methods of Ross et al. (2005). Representative successions of the sediments forming these sections are depicted in Figures 4a and 4b. In the case of the section 4a, which is mainly encountered in river valleys previously mentioned along the southern edge of the Chambly-Fortierville synclinorium (see figure 2), correlations between units were made according to Héту et al. (1995). Following this interpretation, the vertical and regional extension of the Sables des Vieilles-Forges overlain by the Gentilly till and underlain by the Rythmites du Saint-Maurice, two aquitard units, give to these sandy fluvial sediments a significant aquifer potential. For the figure 4b, this section located along the Gentilly River show two sandy units separated by glaciofluvial sediments and correlated with the Sables des Vieilles-Forges for the top unit and the Sables de Lotbinière for the bottom unit. The regional extension and the vertical importance of the Lévrard glaciofluvial and the Sables de Lotbinière permeable sediments sited between two tills are still under investigation.

Figure 4a

UTM NAD83 ZONE 18
X : 702441
Y : 5129984

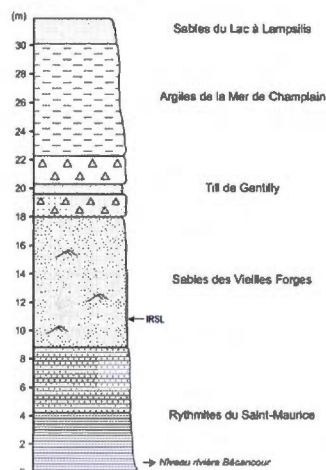


Figure 4b

UTM NAD83 ZONE 18
X : 712147
Y : 5134179

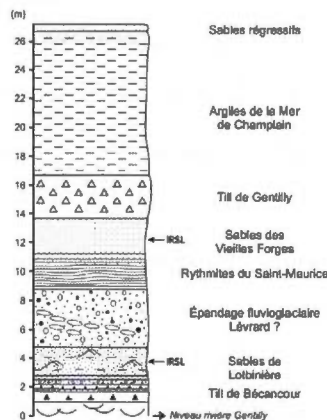


Figure 4. Representative sections located a) along the Bécancour River and b) along the Gentilly River (4b). Luminescence sampling sites are indicated for both sections but in the case of figure 4b, results are only available for the Sables de Lotbinière sample.

Electrical resistivity surveys were used to give an approximation of bedrock depth and topography for the Chambly-Fortierville synclinorium (see Figure 2a), an important regional structure in which Quaternary deposit accumulations are apparently important but where only scarce valuable stratigraphic descriptions are available. By testing ground resistivity along the synclinorium, 18 cross-sectional 2D profiles were generated (two examples are illustrated in Figure 5). Some of these are of sufficient quality to be used as a validating tool for the boreholes analysis and their classification in the hydrostratigraphic model (see Figure 6).

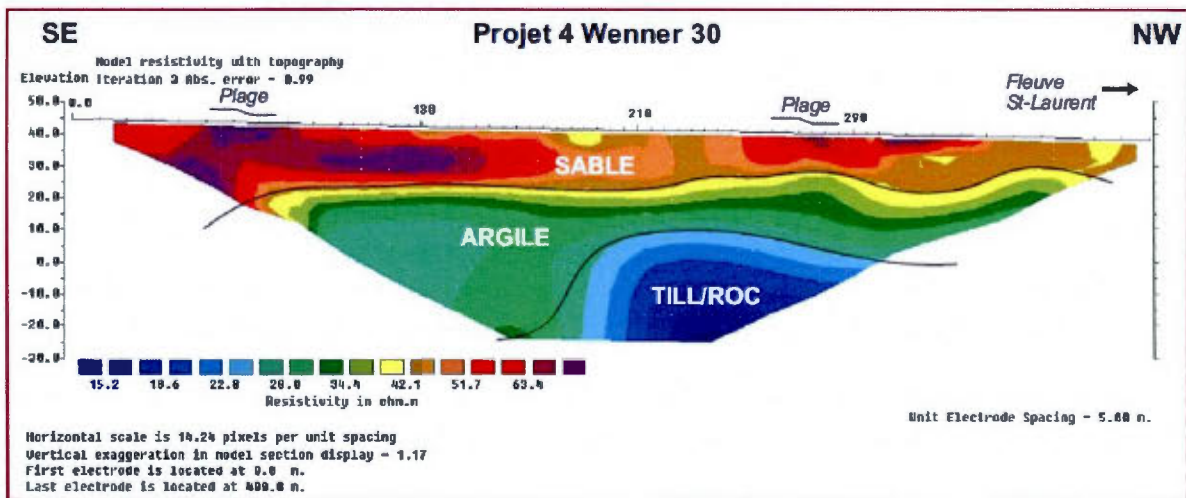
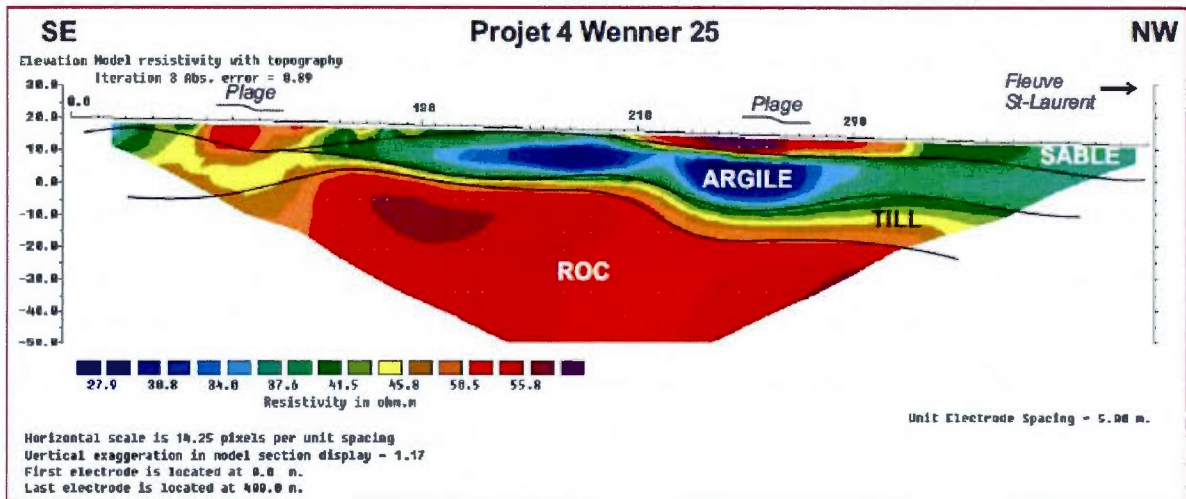


Figure 5. Profile generated in Lac Saint-Paul area (top) and in Saint-Pierre-les-Becquets area within the Chambly-Fortierville synclinorium (bottom) (Pelletier, 2010)

In order to get a sufficient population of control points for the 3D model, more than a thousand boreholes descriptions extracted from other sources as private consultants, SIH (MDDEP's Système d'Information Hydrogéologique) and SIGPEG (Système d'Information Géoscientifique Pétrolier et Gazier) were included in the dataset with a lower reliability factor than data collected during field surveys. The interpretation of all these boreholes was made using a conceptual model integrating the Quaternary stratigraphic framework in the St. Lawrence Lowlands (Lamothe, 1989). Distinct hydrostratigraphic units were based on a framework from Lamothe (1993) that was used to distinguish the lithostratigraphic successions into permeable and impermeable units. The 3D model will be built using these units (Figure 6).

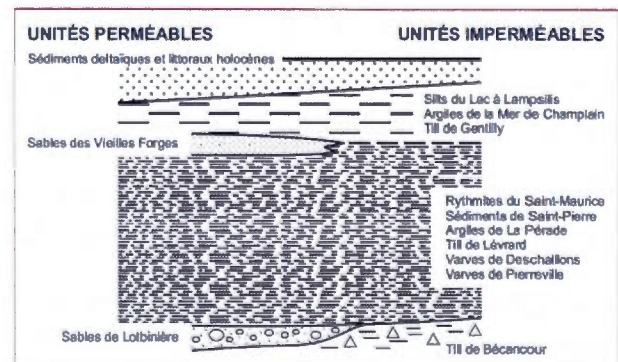


Figure 6. Hydrostratigraphic framework from Lamothe (1993).

4.3 Luminescence dating

In this study, K-feldspars 150-250 μm sand grains sampled in the Sables des Vieilles-Forges lithostratigraphic unit (Occhietti, 1979; Hétu et al., 1995; Clet and Occhietti, 1996) and in the Sables de Lotbinière unit observed in several sections in the Central St. Lawrence Lowlands (Figures 4a and 4b) were used to get a better time constraint on the Mid-Wisconsinian events (Lamothe et al., 1992). Preliminary results give three ages ca. 50 ka for the Sables des Vieilles-Forges fluvial sediments and ca. 125 ka for a sandy unit correlated with the Sables de Lotbinière (Figure 4b).

Luminescence dating becomes very useful in pinning up some stratigraphic local sections into the regional stratigraphic framework of Lamothe (1989) and Clet and Occhietti (1996). This dating instrument consequently turns out to be a major factor in the conversion of these stratigraphic successions into hydrostratigraphic units.

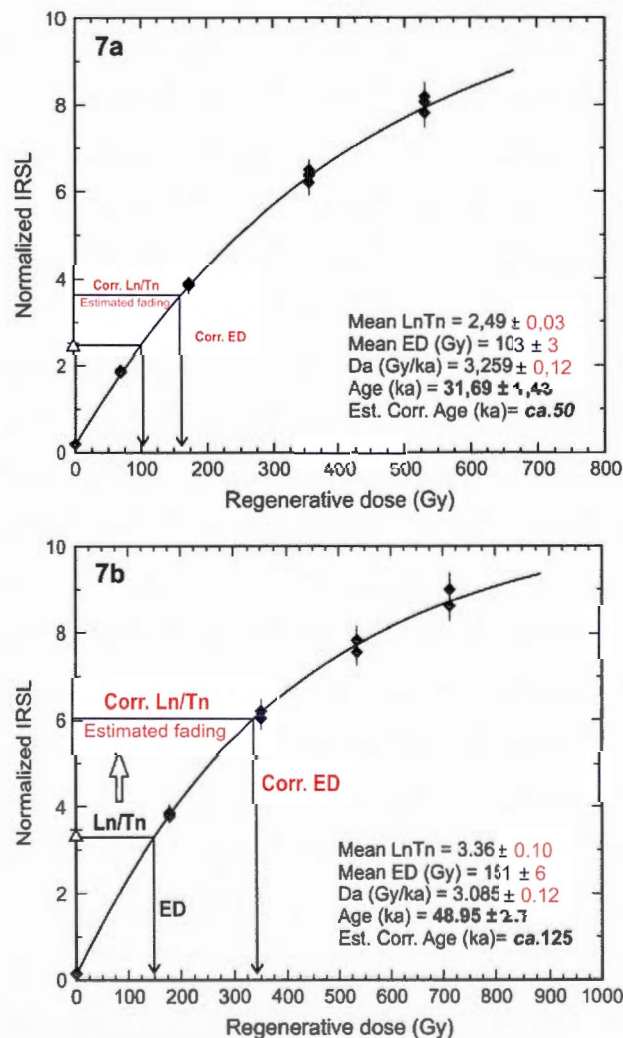


Figure 7. Preliminary results from OSL and IRSL measurements with estimated corrected ages a) for the Sables des Vieilles-Forges unit of Figure 4a and b) for the Sables de Lotbinière unit of the section shown in figure

4b. The estimated corrected age is determined by dividing the corrected mean equivalent dose by the mean annual dose (Da).

5 CONCLUSION

In the Bécancour area, the complexity of the Middle to Late Pleistocene/Early Holocene succession requires a robust knowledge of the physical succession over a large area. It is shown here how, geochronology and, at a lower level, geophysics can add to the Quaternary architecture and thus improve the regional hydrogeological survey. The determination of the horizontal and vertical extension of these deposits and their connections with the surface and/or with the recharge area are considered as key elements for the 3D-model and are still under investigation in this case study.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was performed with the financial contribution of the Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune and of the Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs. The authors would like to thank all the owners who allowed access to their property for sampling and field measurements. The contribution of a number of individuals is also acknowledged: Magali Barré (luminescence analysis), Mireille Pelletier (geophysical measurements), Viorel Horoi, Guillaume Allard and Olivier Caron among others who helped with fieldwork and GIS analysis.

REFERENCES

- Clark, T.H. and Globensky Y. 1976. *Région de Bécancour et partie nord-est de la région d'Aston/Bécancour area and Northeastern part of Aston area*. Ministère des Richesses naturelles, Québec, Service de l'exploration géologique. RG 165, 66 p., 1 carte (échelle 1: 63 360).
- Clet, M. and Occhietti, S. 1996. La sous-séquence des sédiments de Saint-Pierre – rythmites du Saint-Maurice – Sables des Vieilles-Forges, Pléistocène supérieur, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 50, n°3, p. 287-310.
- Duller G.A.T. 2008. Luminescence Dating: guidelines on using luminescence dating in archaeology. *English Heritage* : 45.
- Gadd, N.R. 1955. *Pleistocene geology of the Bécancour map-area, Quebec*. Ph.D. thesis, University of Illinois, Urbana.
- Globensky, Y. 1987. *Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Direction générale de l'exploration géologique et minière, Québec, cartes, 63 p.
- Hétu, B., Occhietti, S., Richard, P.J.H. and Larouche, A.C. 1995. Dépôts de versant pléistocènes associés aux Rythmites du Saint-Maurice, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 49, n°2, p. 275-289.

- Huntley D.J. and Lamothe M. 2001. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspar and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.38, p.1093–1106.
- Lamothe, M. 1985. *Lithostratigraphy and geochronology of the Quaternary deposits of the Pierreville and St. Pierre les Becquets areas, Quebec*. Ph.D. thesis, University of Western Ontario, London, Ontario.
- Lamothe, M. 1989. A new framework for the Pleistocene stratigraphy of Central St. Lawrence Lowland, southern Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 43, n°2, pp. 119-129
- Lamothe, M., Parent, M. and Shilts, W.W. 1992. *Sangamonian and early Wisconsinian events in St. Lawrence Lowland and Appalachians of southern Quebec, Canada*. in *The Last Interglacial-Glacial Transition in North America*, Geological Society of America Special Paper 270, P.U. Clark et P.D. Lea (éd.), p.171-184. Boulder (Colorado).
- Lamothe, M. 1993. *Géologie des formations quaternaires de la région du Lac Saint-Pierre*. Rapport présenté à Intragaz Inc., Trois-Rivières, 56 p.
- Lamothe M., Auclair M., Hamzaoui C. and Huot S. 2003. Towards a prediction of long-term anomalous fading of feldspar IRSL. *Radiation Measurements*, vol. 37, p. 493-498.
- Lamothe, M. 2004. Optical dating of pottery, burnt stones, and sediments from selected Quebec archaeological sites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.41, n°6, p.659–667.
- Occhietti, S. 1979. *Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan : contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du St-Laurent et corrélations stratigraphiques*. Ph.D. thesis, University of Ottawa, Ottawa.
- Parent, M. 1987. *Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, Southeastern Québec*. Ph.D. Thesis, University of Western Ontario, London, Ontario.
- Pelletier, M. 2010. *Application de la résistivité électrique à la géologie du Quaternaire et à l'hydrogéologie sur les bassins versants de la zone Bécancour, Québec*. BSc. thesis. Université du Québec à Montréal.
- Ross, M., Parent, M. and Lefebvre, R. 2005. 3D geologic framework models for regional hydrogeology and land-use management: a case study from a Quaternary basin of southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, vol.13, p.690-707.

BIBLIOGRAPHIE

- Aitken, M. J. (1985). *Thermoluminescence dating*. Academic Press, London, 359 p.
- Aitken, M. J. (1998). *An introduction to optical dating*. Oxford University Press, Oxford, U.K., 267 p.
- Antevs, E. (1925). *Retreat of the last ice sheet in eastern Canada*. Geological Survey of Canada, Memoir 146, 142 p.
- Auclair, M., Lamothe, M. et Huot, S. (2003). Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements*, vol.37, p.487-492.
- Avramtchev, L. (1989). *Cartes des gîtes minéraux des Appalaches, région des Basses-terres du Saint-Laurent et Estrie-Beauce*. Ministère de l'Énergie et de Ressources, Québec. DV-87-19, 68 p., 1 carte (échelle 1:250 000).
- Besré, F. et Occhietti, S. (1990). Les Varves de Deschaillons, les Rythmites du Saint-Maurice et les Rythmites de Leclercville, Pléistocène supérieur, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.44, n°2, p.181-198.
- Bernier, F. et Occhietti, S. (1990). Le complexe glaciaire du Cap-Charles, vallée moyenne du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.44, n°2, p.173-180.
- Bolduc, A.M. (1999). *Géologie des formations superficielles, région de Trois-Rivières, Québec*. Commission géologique du Canada, Dossier public 2994, 1 carte, échelle 1:50 000.

Caron, O., Tremblay, T., et Lamothe, M. (2007). *3D hydrostratigraphic modelization using relative calculation method, Chaudière watershed*. Université du Québec à Montréal, Québec, 47 p.

Caron, O., Lamothe, M. et Shilts, W.W. (2011). *Modélisation géologique 3D des sédiments quaternaires du bassin-versant de la rivière Saint-François*. Université du Québec à Montréal, rapport à l'intention du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF) et du Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP), 94 p., 1 carte (1:150 000).

Caron, O. (2012). *Synthèse et modèle cartographique 3D des dépôts quaternaires pour les bassins-versants des rivières Chaudière et Saint-François: Géochronologie, sédimentologie et paléogéographie wisconsinienne du sud du Québec*. Thèse de doctorat, Université du Québec à Montréal, 344 p.

Chalmer, R. (1898). *Report on the surface geology and auriferous deposits of southeastern Quebec*. Dans Annual Report for 1897, Geological Survey of Canada, Ottawa, Rapport 10-J, 160 p, Carte 667.

Chauvin, L. (1979a). *Dépôts meubles de la région de Thetford Mines-Victoriaville: rapport préliminaire*. Ministère des Richesses naturelles, Québec, Direction des levés géoscientifiques, DPV-622. 23 p., 2 cartes (échelle 1:50 000).

Chauvin, L. (1979b). *Géologie des dépôts meubles - Région d'Asbestos-Disraëli: rapport préliminaire*. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, Direction des levés géoscientifiques, DPV-716, 13 p., 2 cartes (échelle 1:50 000).

Clark, T.H. et Globensky, Y. (1970). *Geology of the Bécancour area*. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, Direction générale de l'exploration géologique et minérale. DP-153, 90 p., 1 carte (échelle 1:31 680).

Clark, T.H. et Globensky, Y. (1973). *Région de Portneuf et parties de St-Raymond et de Lyster*. Ministère des Richesses naturelles, Québec. RG-148. 110 p., 1 carte (échelle 1:63 360).

Clark, T.H. et Globensky Y. (1975). *Région de Grondines/Grondines area*. Ministère des Richesses naturelles, Québec, Direction générale des mines, Service de l'exploration géologique. RG 154, 159 p., 1 carte (échelle 1:63 360).

Clark, T.H. et Globensky Y. (1976). *Région de Bécancour et partie nord-est de la région d'Aston/Bécancour area and Northeastern part of Aston area*. Ministère des Richesses naturelles, Québec, Service de l'exploration géologique. RG 165, 66 p., 1 carte, échelle 1:63 360.

Clet, M. (1989). Palynologie de rythmites du Pléistocène supérieur, Leclercville, vallée moyenne du Saint-Laurent, Canada. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, vol.26, n°4, p.225-237.

Clet, M. et Occhietti, S.(1996). Palynologie et paléoenvironnements de la sous-séquence des Sédiments de Saint-Pierre, Rythmites du Saint-Maurice et Sables des Vieilles-Forges, Pléistocène supérieur de la vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.50, n°3, p.287-310.

Cloutier, M., Parent, M. et Bolduc, A.M. (1997). *Géologie des formations superficielles, région de Saint-Marc-des-Carrières, Québec*. Commission géologique du Canada, Dossier public 3544, 1 carte (échelle 1:100 000).

Coleman, A.P. (1941). *The last million years: A history of the Pleistocene in North America*. University of Toronto Press, Toronto.

Dawson, J.W. (1893). *The Canadian ice age*. Montréal, Dawson Brtohers, 301 p.

Dreimanis, A. (1960). *Pre-classical Wisconsin in the eastern portion of the Great Lakes region, North America*. Report of International Geological Congress. 21st Session, Norden, Part 4, p.108-119.

Dreimanis, A. et Karrow, P.F. (1972). *Glacial history of the Great Lakes–St. Lawrence region, the classification of the Wisconsin(an) Stage, and its correlatives*. 24th International Geological Congress, Montreal, Section 12, p. 5–15.

Dreimanis, A. and Raukas, A. (1975). *Did Middle Wisconsin, Middle Weichselian, and their equivalents represent an interglacial or an interstadial complex in the northern hemisphere?* In Quaternary Studies, Suggate, R.P. and Cresswell, M.M (eds.), Royal Society of New Zealand, p. 109-120.

Dresser, J.A. et Denis, T.C. (1944). *La géologie du Québec*. Ministère des Mines, Québec, Rapport géologique n°20, vol. II, 647 p.

Dubé, J.C. (1967). *Dépôts meubles région de Disraëli* (comtés de Wolfe et de Mégantic). DP-261. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 2 pages, 2 cartes à l'échelle 1:50 000.

Dubé, J.C. (1971). *Géologie des dépôts meubles, région de Lyster : comtés de Mégantic, Lotbinière, Nicolet et Arthabaska*. Ministère des Richesses naturelles, Québec, Service de l'exploration géologique, RP-596. 12 p., carte-1732 à l'échelle 1:63 360.

Duller G.A.T. (2008). *Luminescence Dating: guidelines on using luminescence dating in archaeology*. English Heritage: 45.

Elson, J.A. (1969). Late Quaternary marine submergence of Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.6, p. 367-372.

Ferland, P. et Occhietti, S. (1990a). Révision du stratotype des sédiments de Saint-Pierre et implications stratigraphiques, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.44, n°2, p.147-158.

Ferland, P. et Occhietti, S. (1990b). L'Argile de La Pérade : nouvelle unité marine antérieure au Wisconsinien supérieur, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.44, n°2, p.159-172.

Filion, L. (1987). Holocene development of parabolic dunes in the central St. Lawrence Lowland, Québec. *Quaternary Research*, vol.28, n°2, p.196-209.

Gadd, N.R. (1955). *Pleistocene geology of the Becancour map-area, Quebec*. Ph.D. thesis, University of Illinois, Urbana.

Gadd, N. R. et Karrow, P. F. (1959). *Surficial geology Trois-Rivières: Saint-Maurice, Champlain, Maskinongé and Nicolet Counties, Québec*. Geological Survey of Canada, Map 54-1959.

Gadd, N.R. (1960a). *Surficial geology of the Bécancour map-area, Quebec (31108)*. Geological Survey of Canada, Papier 59-8, 34 p., Carte 42-1959.

Gadd, N.R. (1960b). *Surficial geology, Aston, Quebec*. Geological Survey of Canada. Carte 50-1959.

Gadd, N.R. (1964). Moraines in the appalachian region of Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, vol.75, p.1249-1254.

Gadd, N.R. (1971). *Pleistocene geology of the St. Lawrence with selected passage from an unpublished manuscript: The St. Lawrence Lowland, by J.W. Goldthwaith*. Geological Survey of Canada, Memoir 359, 153 p.

Gadd, N.R. (1976). *Quaternary stratigraphy in southern Quebec*, p. 37-50. In W.C. Mahaney, ed., *Quaternary stratigraphy of North America*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg.

Gadd, N.R., McDonald, B.C. et Shilts, W.W. (1972). *Deglaciation of southern Quebec*. Geological Survey of Canada, Paper 71-47, 19 p., map 10-1971.

Gadd, N.R. (1978). *Surficial geology of Saint-Sylvestre map-area, Quebec*. Geological Survey of Canada, Paper 77-16, 9 p., 1 map (1470A), 1:50 000.

Gaucher, E. et Ass. (1984). *Compilation de la géologie du Quaternaire - Région des Appalaches*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service de la géoinformation, Québec, Rapport DV 84-10, 89 cartes à l'échelle 1 :50 000.

Gauthier, C.R. (1975). *Déglaciation d'un secteur des rivières Chaudière et Etchemin*. Thèse de Maîtrise, McGill University, 169 p.

Gélinas, P. (1971). *Dépôts meubles dans la région de Québec: Superficial deposits in the Quebec area*. Ministère des Richesses naturelles, Québec, Service de l'hydrogéologie, Rapport H.G.-3, 12 p., 1 carte (échelle 1: 50 000).

Globensky, Y. (1985). *Géologie des Basses-terres du Saint-Laurent*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Direction générale de l'exploration géologique et minérale, Québec, cartes, 63 p.

Godbout, P.-M., Caron, O. et Lamothe, M. (2010a). *Rapport préliminaire sur l'avancement des travaux sur la géologie du Quaternaire du bassin versant de la rivière Bécancour, Québec*. Université du Québec à Montréal, à l'intention du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MNR), 24 p., 1 carte à l'échelle 1:100 000.

Godbout, P.-M., Lamothe, M. et Larocque, M., (2010b). *Linking the Quaternary Glacial History with Hydrogeology: A Case Study from the Becancour River Drainage Basin, Southern Quebec*. Geological Association of Canada - Annual meeting, Calgary, 12 mai 2010, présentation orale (conférence nationale).

Godbout, P.-M., Pelletier, M., Lamothe, M. et Larocque, M. (2010c). *État de l'avancement des travaux sur la géologie du Quaternaire, contribution à l'hydrogéologie du bassin versant de la rivière Bécancour, Québec*. Colloque « Les eaux souterraines du Québec 2010 », Chicoutimi, 14 octobre 2010, présentation par affiche (conférence provinciale).

Godbout, P.-M., Lamothe, M., Horoi, V. et Caron, O. (2011a). *Synthèse stratigraphique, cartographie des dépôts quaternaires et modèle hydrostratigraphique régional, secteur de Bécancour, Québec: Rapport final*. Université du Québec à Montréal, à l'intention du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF), 37 p., 1 carte (échelle 1:100 000).

Godbout P.-M., Lamothe, M. et Larocque, M. (2011b). *Hydrostratigraphy and Quaternary geology on the Bécancour area watersheds, Quebec*. Geohydro2011, Québec, 28-31 août 2011, résumé allongé et présentation orale (conférence nationale).

Godbout, P.-M., Ouimet, S., Meyzonnat, G., Gagné, S., Tremblay, L., Larocque, M., Lamothe, M., Pinti, D. and Allard, G., (2011c). *Quaternary geology and hydrogeology of the Bécancour area, Québec*. Geohydro2011, Québec, 28-31 août 2011, livret-guide d'excursion, 78 p.

Goldthwait, J.W. (1933). The St. Lawrence Lowland, passages sélectionnés d'un manuscrit non publié, in GADD, N.R. (1971) *Pleistocene geology of the Central St. Lawrence Lowland*. Geological Survey of Canada, memoir 359, p. 113-153.

Grootes, P.M. (1978). Carbon-14 time scale extended: Comparison of chronologies. *Science*, vol. 200, p. 11--15.

Hétu, B., Occhietti, S., Richard, P.J.H. et Larouche, A.C. (1995). Dépôts de versant pléistocènes associés aux Rythmites du Saint-Maurice, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.49, n°2, p.275-289.

Hillaire-Marcel, C. et Page, P. (1981). *Paléotempératures isotopiques du lac glaciaire de Deschaillons*. In W.C. Mahaney, édit., *Quaternary Paleoclimate*. Geo Books, University East Anglia, Norwich, p. 273-298.

Hillaire-Marcel, C. et Causse, C. (1989). Chronology Th/U des concrétions calcaires des varves du lac glaciaire de Deschaillons (Wisconsinien inférieur). *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.26, n°5, p.1041-1052.

Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I. et Thewalt M.L.W. (1985). Optical dating of sediments. *Nature*, vol. 313, p.105-107.

Huntley, D.J., et Baril, M.R. (1997). The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient TL*, vol. 15, n°4, p.11-13.

Huntley D.J. et Lamothe M. (2001). Ubiquity of anomalous fading in K-feldspar and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.38, p.1093-1106.

Karrow, P. F. (1957). *Pleistocene geology of the Grondines map-area, Québec*. Ph. D. thesis, University of Illinois, Urbana, 97 p.

Keele, J. (1915). *Preliminary report on the clay and shale deposits of the Province of Québec*. Geological Survey of Canada, Memoir 64, 175 p.

Lamarche, R. Y. (1971). Northward moving ice in the Thetford Mines area of southern Québec. *American Journal of Sciences*, vol.271, p.383-388.

Lamarche, R. Y. (1974). *Southeastward, northward and westward ice movement in the Asbestos area of southern Québec*. Geological Society of America Bulletin, vol.85, p.465-470.

Lamarche, L., Garneau, M., Lamothe, M., Larocque, M.; Loisel, J., Pellerin, S., Richard, P.J.H., Rosa, É. et van Bellen, S. (2006) *Histoire géologique holocène du Lac Saint-Pierre et de ses ancêtres*. Guide d'excursion, Réunion annuelle de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire (AQQUA), 65 p.

Lamothe, M., Hillaire-Marcel, C. et Pagé, P. (1983). Découverte de concrétions calcaires striées dans le till de Gentilly, basses-terres du Saint-Laurent. Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.20, n°3, p.500-505.

Lamothe, M. (1985). *Lithostratigraphy and geochronology of the Quaternary deposits of the Pierreville and St. Pierre les Becquets areas, Quebec*. Ph.D. thesis, University of Western Ontario, London, Ontario.

Lamothe, M. (1989). A new framework for the Pleistocene stratigraphy of Central St. Lawrence Lowland, southern Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.43, n°2, p.119-129.

Lamothe, M., Parent, M. et Shilts, W.W. (1992). *Sangamonian and early Wisconsinian events in St. Lawrence Lowland and Appalachians of southern Quebec, Canada*. In *The Last Interglacial-Glacial Transition in North America*, Geological Society of America Special Paper 270, P.U. Clark et P.D. Lea (éd.), Boulder (Colorado), p.171-184.

Lamothe, M. (1993). *Géologie des formations quaternaires de la région du Lac Saint-Pierre*. Rapport présenté à Intragaz Inc., Trois-Rivières, 56 p.

Lamothe, M. (1996). Datation par les méthodes de luminescence des feldspaths des milieux sédimentaires: le problème de la remise à zéro. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.50, n°3, p.365-376.

Lamothe, M., Auclair, M., Hamzaoui, C. et Huot, S. (2003). Towards a prediction of long-term anomalous fading of feldspar IRSL. *Radiation Measurements*, vol.37, p. 493-498.

Lamothe, M. (2004). Optical dating of pottery, burnt stones, and sediments from selected Quebec archaeological sites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 41, p.659-667.

Lamothe M. et Allard G. (2009). Inventaire, analyse et bilan des travaux cartographiques de la couverture quaternaire du Québec municipalisé. Rapport inédit, pour le MDDEP, 116 p.

Larocque M., Gagné S., Tremblay L. (2010). *Projet de connaissance des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Bécancour et de la MRC de Bécancour*. Rapport d'étape phase 1.

LaSalle, P. (1978). *Géologie des sédiments de surface de la région de Québec*. Ministère des Richesses naturelles, Québec, Service de l'exploration géologique. DPV-565, 22 p., cartes, échelle 1: 50 000.

LaSalle, P., Thibeault, L. et Charbonneau, L. (1978). *Géologie des sédiments meubles de la région de Portneuf*. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, Direction générale de la recherche géologique et minérale. DPV-741, 1 carte (échelle 1:50 000).

LaSalle, P. (1984). Quaternary stratigraphy of Quebec: a review. In Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R. J. Fulton, edit., Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 155-171, 6 fig.

Logan, W.E. (1863). *Geology of Canada*. Geological Survey of Canada, Montréal, Dawson Brothers.

Lortie, G. (1976). *Les écoulements glaciaires wisconsinien dans les Cantons de l'Est et la Beauce, Québec*. Mémoire de maîtrise, Montréal, Université McGill, Montréal, 218 p., carte des stries glaciaires (1:253 440) et carte des rosettes statistiques des stries (1:506 888).

MacDonald, B. C. et Shilts, W. W. (1971). *Quaternary stratigraphy and events in southeastern Canada*. Geological Society of America Bulletin, vol.82, p.683-698.

MacPherson, J.B. (1966). *The post-Champlain evolution of the drainage pattern of the Montreal lowland*. M. Sc., Department of geography, McGill University, Montreal, p.264.

Maranda, R. (1977). *Levé géotechnique de la région de Bécancour – Rapport d'étude et carte d'aptitudes*. DPV-489. Québec, Ministères des Richesses naturelles, Services de géotechnique, 14 p., 1 carte, échelle 1: 50 000.

Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C., Shackleton, N J. (1987). Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: development of a highresolution 0 to 300.000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, vol.27, p.1-29.

Murray, A.S., Wintle, A.G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, vol. 32, p. 57-73.

Nesse, W.D. (2000). *Introduction to mineralogy*. Oxford University Press, New York, 442 p.

Occhietti, S. (1977). Stratigraphie du Wisconsinien de la région de Trois-Rivières — Shawinigan, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.31, n° 3-4, p.307-322.

Occhietti, S. (1979). *Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan: contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du St-Laurent et corrélations stratigraphiques*. Ph.D. thesis, University of Ottawa, Ottawa.

Occhietti, S. (1982). Synthèse lithostratigraphique et paléoenvironnements du Quaternaire au Québec méridional. Hypothèse d'un centre d'englacement wisconsinien au Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.36, n° 1-236, p.15-49.

Occhietti, S. (1990). Lithostratigraphie du Quaternaire de la vallée du Saint-Laurent : méthode, cadre conceptuel et séquences sédimentaires. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 44, n° 2, p. 137-145.

Occhietti, S., Balescu, S., Lamothe, M., Clet, M., Cronin, T., Ferland, P. et Pichet, P. (1996). Late Stage 5 Glacioisostatic Sea in the St. Lawrence Valley, Canada and United States. *Quaternary Research*, vol.45, p.128-137.

Osborne, F.F. (1950). Marine crevasse fillings in the Lotbinière region, Quebec. *American Journal of Sciences*, vol.248, p.874-890.

Ouimet, S., Lamothe, M. et Barré, M. (2011). An IRSL investigation of Early Holocene Lake Lampsilis sediments, St. Lawrence Lowlands, Québec. *Quaternary Geochronology*, LED 2011 special issue.

Parent, M., Dubois, J.-M., Bail, P., Larocque, A. et Larocque, G. (1985). Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8 000 ans BP. *Recherches amérindiennes au Québec*, vol.15, n° 1-2, p.17-37.

Parent, M. (1987). *Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, Southeastern Québec*. Ph.D. Thesis, University of Western Ontario, London, Ontario.

Parent, M., and Occhietti, S. (1988). Late Wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.42, n°3, p.215-246.

Parent, M., and Occhietti, S. (1999). Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.53, n°1, p.117-135.

Richard, P.J.H. (1977). Végétation tardiglaciaire au Québec méridional et implications paléoclimatiques. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, n°1-2, p. 161-176.

Richard, S. H. (1974). *Surficial geology mapping: Ottawa-Hull Area (parts of 31 F, G)*. Geological Survey of Canada, Paper 74-1, Part B: 218-219.

Richard, S. H. (1978). *Age of Champlain Sea and "Lampsilis Lake" episode in the Ottawa — St. Lawrence Lowlands*. Geological Survey of Canada, Paper 78-1C: 23-28.

Ross, M. (2005). *Stratigraphie et architecture des formations quaternaires au nord-ouest de Montréal - applications en géologie régionale*. Thèse de doctorat, INRS - Eau, Terre et Environnement, Université du Québec.

Saint-Julien, P. et Hubert, C. (1975). Evolution of the Taconian Orogen in the Québec Appalachian. *American Journal of Sciences*, vol.275-A, p.337-362.

Shilts, W.W. (1976). *Glacial events in southern Quebec, northern New England; a reappraisal*. Geological Society of America, 11th Annual meeting, Abstracts with Programs, 8-2: 267.

Shilts, W.W. (1981). *Surficial geology of the Lac Mégantic area, Québec*. Geological Survey of Canada, Memoir 397, 102 p.

Shilts, W.W. (1982). *The Highland Front Moraine Complex*. In La Salle, P., David, P.P. et Bouchard, M.A. (eds), Guidebook of the 45th Annual Meeting of the Friends of the Pleistocene, Drummondville-Saint-Hyacinthe, Quebec, Canada. Montréal, Université de Montréal, p.47-51.

- Stuiver, M., Heusser, C.J. et Yang, I.C. (1978). North American glacial history extended to 75,000 years ago. *Science*, vol.200, p.16-21
- Terasmae, J. (1958). *Contributions to Canadian palynology, Part II: Non-glacial deposits in the St. Lawrence Lowlands, Quebec*. Geological Survey of Canada, Bulletin 46, p.13-28.
- Tessier, G.-R. (1966). *Sédiments non consolidés de la région Aston-Bécancour*. Rapport No 3-A. Québec, Ministère de la Voirie, Services des sols et matériaux, 13 p.
- Thomas, R.H. (1977). Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St. Lawrence Valley System. *Géographie physique et Quaternaire*, vol.31, n° 3-4, p.347-356.
- Tremblay, T., Nastev, M., Lamothe, M. (2010). Grid-based Hydrostratigraphic 3D Modelling of the Quaternary Sequence in the Chateauguay River Watershed, Quebec *Canadian Water Resources Journal*, vol.35, n°4, p.377-398.
- Visocekas R. (1979). *La luminescence de la calcite après irradiation cathodique: thermoluminescence et luminescence par effet tunnel*. Ph.D. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Visocekas, R. (1985). Tunnelling radiative recombination in labradorite: its association with anomalous fading of thermoluminescence. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, vol.10, p.521-529.
- Visocekas, R., Tale, V., Zink, A. et Tale, I. (1998). Trap spectroscopy and tunnelling luminescence in feldspars. *Radiation Measurements*, vol.29, issues 3-4, p.427-434.
- Wintle, A.G. (1973). Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. *Nature* 245, p.143-144.

Wintle, A.G. et Huntley, D.J. (1980). Thermoluminescence dating of ocean sediments.
Canadian Journal of Earth Sciences, vol.17, p.348-360.